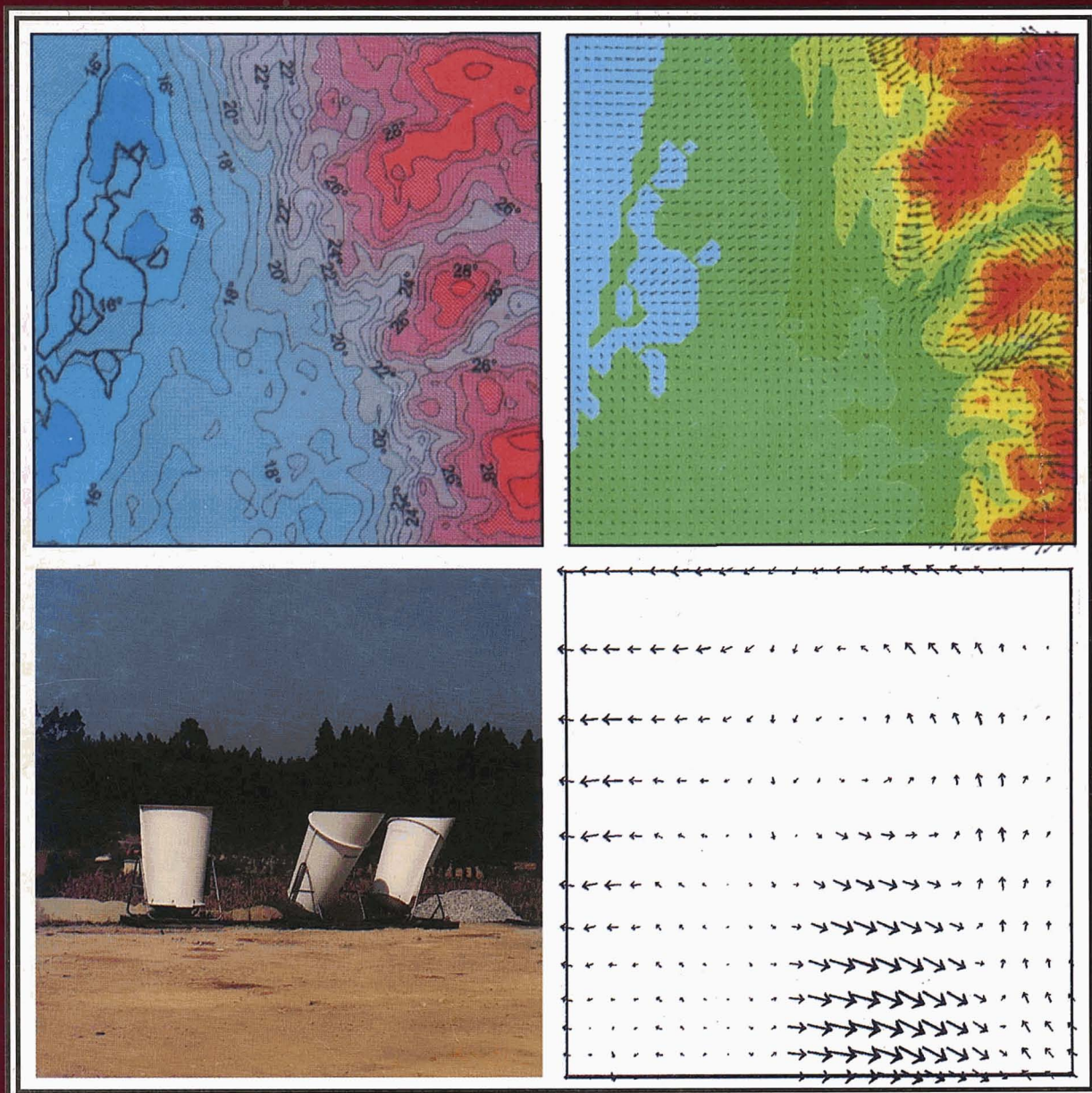


AS CIRCULAÇÕES ATMOSFÉRICAS DE MESOSCALA NA COSTA PORTUGUESA

Aplicação da Teoria Transiliente da Turbulência

Miguel Coutinho



Universidade de Aveiro

SUMÁRIO

O desenvolvimento de estratégias eficientes de gestão da qualidade do ar a nível regional obriga à execução de diversas acções cuja realização e interacção se revelam de grande complexidade. Um programa de gestão bem elaborado deverá sustentar-se num conhecimento profundo das características socio-económicas e ambientais locais, exigindo consequentemente a realização de estudos em áreas científicas diversas.

A caracterização das circulações atmosféricas que afectam a região de estudo deverá ser considerada com uma das tarefas principais a incluir num programa com estes objectivos. No caso da poluição fotoquímica, a compreensão da mesoscala meteorológica adquire particular importância. De facto, o estudo das circulações de mesoscala permite descrever os padrões de transporte dos poluentes atmosféricos, os potenciais fenómenos de recirculação que lhe poderão estar associados, assim como determinar a capacidade de produção de poluentes secundários.

Este trabalho estuda as circulações atmosféricas de mesoscala que ocorrem na costa portuguesa, abordando a sua influência na qualidade do ar. O estudo focaliza-se em duas regiões do território nacional que apresentam características topográficas e meteorológicas distintas: a região de Aveiro e de Lisboa. Nestas regiões aplicou-se uma ferramenta comum de simulação numérica que consiste no modelo de mesoscala meteorológica MEMO. A aplicação do modelo MEMO à região de Aveiro foi complementada com a realização, durante o Verão de 1992, de uma campanha de prospecção meteorológica de âmbito regional. No caso de Lisboa optou-se por analisar as circulações de mesoscala que ocorrem em condições meteorológicas típicas. Em ambas as regiões, a aplicação do modelo MEMO, conjugada com a análise simultânea de dados meteorológicos, permitiu descrever as circulações de mesoscala e perspectivar a sua influência no transporte dos poluentes atmosféricos.

Adicionalmente, introduziu-se a teoria transiliente da turbulência no modelo MEMO. Trata-se de um esquema de fecho não local de parametrização da turbulência, cujos resultados são comparados com os dados experimentais disponíveis através da campanha meteorológica. A análise desta comparação mostra um comportamento adequado do esquema transiliente, concordante com o apresentado em estudos semelhantes.

Os resultados apresentados neste trabalho constituem um contributo importante para a caracterização das circulações atmosféricas que ocorrem na costa portuguesa, assim como para o desenvolvimento futuro de estratégias de gestão da qualidade do ar em Portugal.

SUMMARY

The development of effective air quality management strategies at regional level requires the preparation of several actions belonging to different scientific areas and the analysis of its complex interactions. A well structured management plan must be based on a profound knowledge of the local environmental and socio-economical characteristics.

One of the main tasks to include in an air quality management program is the characterization of the atmospheric circulations that affect the region under study. The correct knowledge of mesoscale features is particularly important in the case of photochemical pollution studies. The characterization of mesoscale circulations allows the description of air pollutants transport patterns and potential recirculation phenomena, as well as to understand the complex process of secondary pollutants formation.

The present work studies the mesoscale atmospheric circulations that occur in the Portuguese coast, taking into account their effect on air quality. This study is centered in two regions of the Portuguese territory with different topographic and meteorological setup: Aveiro and Lisbon. The mesoscale meteorological model MEMO was applied to both regions. The application of MEMO to the Aveiro region used data obtained in a meteorological campaign at regional scale organized during the Summer of 1992. In the case of Lisbon, mesoscale circulations occurring under typical synoptic conditions were analyzed. In both regions, after the application of MEMO and the analysis of meteorological data it was possible to describe mesoscale circulations and foresee its effect over local air quality.

Additionally, a non-local turbulence closure technique - the transilient turbulence theory - was implemented within MEMO. Results of the transilient version of MEMO were compared with experimental data acquired through the meteorological campaign performed in Aveiro. The comparison shows an adequate behaviour of the transilient scheme as presented in the literature by others authors.

Results presented in this work are an important contribution to the characterization of the atmospheric circulations that occur in the Portuguese coast and should be used to support to any air quality management strategies that will be implemented in Portugal.

ÍNDICE

1. INTRODUÇÃO	1
2. A MESOSCALA METEOROLÓGICA	5
2.1 FENÓMENOS DE MESOSCALA	6
2.2 AS BRISAS COSTEIRAS	8
2.2.1 DESCRIÇÃO GERAL DO FENÓMENO	9
2.2.2 AS BRISAS COSTEIRAS EM PORTUGAL	14
2.2.2.1 Climatologia sinóptica	14
2.2.2.2 A circulação atmosférica à escala da Península Ibérica	15
2.2.2.3 Estudos realizados em Portugal	19
2.3 EFEITOS NA QUALIDADE DO AR	23
2.4. SIMULAÇÃO DA MESOSCALA METEOROLÓGICA.....	27
2.4.1 MODELOS FÍSICOS	28
2.4.1.1 Exemplos de aplicação	28
2.4.1.2 Gama de operação	29
2.4.2 MODELOS MATEMÁTICOS	29
2.4.2.1 Equações fundamentais	30
2.4.2.2 Gama de Operação	34
2.5 O MODELO MESO-METEOROLÓGICO MEMO	36
2.5.1 FORMULAÇÃO DO MODELO	37
2.5.2 TRANSFORMAÇÃO DE COORDENADAS.....	39
2.5.3 SOLUÇÃO NUMÉRICA DO SISTEMA DE EQUAÇÕES	41
2.5.4 PARAMETERIZAÇÕES	46
2.5.5 CONDIÇÕES INICIAIS E FRONTEIRA	48
2.6. SÍNTESE CONCLUSIVA.....	51
3. TÉCNICAS DE FECHO DA TURBULÊNCIA ATMOSFÉRICA.....	53
3.1 FECHO LOCAL	55
3.1.1 FECHO DE ORDEM ZERO E “MEIA” ORDEM.....	56
3.1.2 FECHO DE PRIMEIRA ORDEM.....	56
3.1.3 FECHO DE PRIMEIRA ORDEM E “MEIA”	58
3.1.4 FECHO DE SEGUNDA ORDEM.....	59

Índice (cont.)

3.2 FECHO NÃO-LOCAL.....	60
3.2.1 TEORIA DA DIFUSIVIDADE ESPECTRAL.....	60
3.2.2 APROXIMAÇÃO INTEGRAL.....	61
3.2.3 TEORIA TRANSILIENTE DA TURBULÊNCIA.....	63
3.2.3.1 Modelo conceptual.....	65
3.2.3.2 Condicionantes ao cálculo.....	66
3.2.3.3 Parameterização do fecho.....	66
3.2.3.4 Mistura vertical.....	68
3.2.3.5 Mistura horizontal.....	70
3.2.3.6 Aplicações da teoria transiliente da turbulência.....	71
3.3 INTRODUÇÃO DA TEORIA TRANSILIENTE DA TURBULÊNCIA NO MODELO MEMO.....	75
3.3.1 DESCRIÇÃO DAS ALTERAÇÕES INTRODUZIDAS NO ALGORITMO.....	75
3.3.2 ESTUDO DO DESENVOLVIMENTO DA CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA.....	76
3.4 SÍNTESE CONCLUSIVA.....	81
<u>4. AS CIRCULAÇÕES ATMOSFÉRICAS NA REGIÃO DE AVEIRO.....</u>	<u>82</u>
4.1 DESCRIÇÃO DA REGIÃO	82
4.2 ESTRUTURA DA CAMPANHA METEOROLÓGICA.....	84
4.2.1 MONITORIZAÇÃO METEOROLÓGICA.....	85
4.2.1.1 Albergaria	87
4.2.1.2 Aveiro	88
4.2.1.3 Bemposta.....	89
4.2.1.4 Cacia.....	90
4.2.1.5 Maceda.....	90
4.2.1.6 Talhadas.....	91
4.2.1.7 Mira	92
4.2.2 CALENDARIZAÇÃO	92
4.2.3 CONDIÇÕES SINÓPTICAS	93
4.3 RESULTADOS DA CAMPANHA METEOROLÓGICA.....	97
4.3.1 PERFIL DE VENTO EM ALBERGARIA-A-VELHA	98
4.3.2 SODAR EM ALBERGARIA-A-VELHA	99
4.3.3 PERFIL DE TEMPERATURA EM AVEIRO.....	99
4.3.4 PERFIL DE VENTO EM AVEIRO	100
4.3.5 SODAR EM AVEIRO	101
4.3.6 BEMPOSTA.....	102
4.3.7 CACIA	105
4.3.8 TALHADAS.....	107
4.3.6 ANÁLISE GLOBAL DA REGIÃO	109

Índice (cont.)

4.4 APLICAÇÃO DO MODELO MEMO.....	112
4.4.1 PREPARAÇÃO DOS DADOS DE ENTRADA.....	112
4.4.1.1 Dados topográficos.....	112
4.4.1.2 Dados meteorológicos.....	114
4.4.2 CASO #1 - 5 DE SETEMBRO DE 1992.....	114
4.4.2.1 Resultados do modelo.....	117
4.4.2.2 Validação dos resultados.....	121
4.4.3 CASO #2 - 1 DE SETEMBRO DE 1992.....	127
4.4.3.1 Resultados do modelo.....	128
4.4.3.2 Validação de resultados.....	134
4.4.4 ANÁLISE DO ESQUEMA DE TURBULÊNCIA.....	136
4.4.4.1 Dados meteorológicos superficiais.....	138
4.4.4.2 Estrutura vertical do escoamento.....	141
4.5 SÍNTESE CONCLUSIVA.....	144
 5. AS CIRCULAÇÕES ATMOSFÉRICAS NA REGIÃO DE LISBOA	 146
5.1 DESCRIÇÃO DA REGIÃO	148
5.2 EPISÓDIO DE VERÃO	149
5.2.2 CARACTERÍSTICAS DO ESCOAMENTO DE MESOSCALA.....	151
5.2.3 PADRÕES DE TRANSPORTE DE POLUENTES ATMOSFÉRICOS	161
5.2.4 VALIDAÇÃO DOS RESULTADOS	163
5.3 EPISÓDIO DE INVERNO	166
5.3.1 CARACTERÍSTICAS DO ESCOAMENTO DE MESOSCALA.....	167
5.3.2 VALIDAÇÃO DOS RESULTADOS	170
5.4 SÍNTESE CONCLUSIVA.....	172
 6. CONCLUSÕES	 174
 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	 179
 ANEXO - RESULTADOS DA CAMPANHA METEOROLÓGICA	
ALBERGARIA - SONDAGEM VERTICAL DE VENTOS	A-3
ALBERGARIA - SODAR	A-9
AVEIRO - SONDAGEM VERTICAL DE TEMPERATURA.....	A-15
AVEIRO - SONDAGEM VERTICAL DE VENTO	A-21
AVEIRO - SODAR.....	A-27
BEMPOSTA - DADOS SUPERFICIAIS	A-33
CACIA - DADOS SUPERFICIAIS.....	A-39
TALHADAS - DADOS SUPERFICIAIS	A-44

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1-1 DIAGRAMA ESQUEMÁTICO DE UM PROGRAMA DE CONTROLE DA POLUIÇÃO FOTOQUÍMICA ..	2
FIGURA 2-1 ESPECTRO DE ENERGIA DA VELOCIDADE DO VENTO AO NÍVEL DO SOLO.....	6
FIGURA 2-2 EFEITOS DA OROGRAFIA NO ESCOAMENTO ATMOSFÉRICO.	7
FIGURA 2-3 IMAGEM DE SATÉLITE DA ILHA DA MADEIRA.....	7
FIGURA 2-4 ESTRUTURA DO SISTEMA DE CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICO NUMA REGIÃO COSTEIRA.....	9
FIGURA 2-5 PARAMETROS METEOROLÓGICOS NUMA SECÇÃO PERPENDICULAR À COSTA.....	10
FIGURA 2-6 ESTRUTURA DA FRENTE DE BRISA.....	11
FIGURA 2-7 DIAGRAMA ESQUEMÁTICO DA CONJUGAÇÃO DE DIVERSOS CIRCULAÇÕES LOCAIS.	16
FIGURA 2-8 CORTE VERTICAL DA CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICA SOBRE A PENÍNSULA.....	17
FIGURA 2-9 ESTRUTURA HORIZONTAL DA CIRCULAÇÃO ATMOSFÉRICA SOBRE A PENÍNSULA	18
FIGURA 2-10 ISOTÉRMICAS DA MÉDIA DAS TEMPERATURAS MÁXIMAS.....	20
FIGURA 2-11 O SISTEMA DE BRISAS NO LITORAL PORTUGUÊS.....	21
FIGURA 2-12 TEMPO DE PASSAGEM DA FRENTE DE BRISA.....	24
FIGURA 2-13 VARIAÇÃO DIURNA DA CONCENTRAÇÃO DE OZONO EM ATENAS	25
FIGURA 2-14 GAMA DE OPERAÇÃO DOS MODELOS NUMÉRICOS DE MESOSCALA.....	35
FIGURA 2-15 TRANSFORMAÇÃO DO SISTEMA DE COORDENADAS.	40
FIGURA 3-1 MODELO CONCEPTUAL DA MISTURA TURBULENTA	64
FIGURA 3-2 EVOLUÇÃO TEMPORAL DE VENTOS PARA SIMULAÇÃO DE UMA CAMADA LIMITE NEUTRA. ..	78
FIGURA 3-3 EVOLUÇÃO DO PERFIL DE TEMPERATURA NUMA CAMADA DE MISTURA INSTÁVEL.	78
FIGURA 3-4 EVOLUÇÃO DO PERFIL DE VENTOS NUMA CAMADA DE MISTURA DE ORIGEM MECÂNICA.	78
FIGURA 3-5 EVOLUÇÃO DO PERFIL DE TEMP. NUMA CAMADA DE MISTURA DE ORIGEM MECÂNICA.....	78
FIGURA 3-6 EVOLUÇÃO DO PERFIL DE VENTOS NUMA CAMADA DE MISTURA DE ORIGEM MECÂNICA E TÉRMICA.....	80
FIGURA 3-7 EVOLUÇÃO DO PERFIL DE TEMPERATURA NUMA CAMADA DE MISTURA DE ORIGEM MECÂNICA E TÉRMICA.....	80
FIGURA 3-8 EVOLUÇÃO DO PERFIL DE VENTOS NUMA CAMADA LIMITE ESTÁVEL.....	80
FIGURA 3-9 EVOLUÇÃO DO PERFIL DE VENTOS PARA SIMULAÇÃO DE UMA CAMADA LIMITE ESTÁVEL. ..	80
FIGURA 4-1 REGIÃO DE AVEIRO.	83
FIGURA 4-1A LOCALIZAÇÃO DAS ESTAÇÕES METEROLÓGICAS DURANTE A CAMPANHA	86
FIGURA 4-2 SONDADORES ACÚSTICOS INSTALADOS EM ALBERGARIA-A-VELHA.....	87
FIGURA 4-3 SONDADORES ACÚSTICOS INSTALADOS EM AVEIRO	88
FIGURA 4-4 TORRE METEOROLÓGICA DE 12 M DE ALTURA MONTADA NA BEMPOSTA.....	89
FIGURA 4-4A ESTAÇÃO MÓVEL INSTALADA NO TOPO DA SERRA DAS TALHADAS.....	91
FIGURA 4-5 CONDIÇÕES SINÓPTICAS SOBRE A PENÍNSULA A 26.AGO.1992, ÀS 12 HORAS.	95
FIGURA 4-6 CONDIÇÕES SINÓPTICAS SOBRE A PENÍNSULA A 28.AGO.1992, ÀS 12 HORAS.	95
FIGURA 4-7 CONDIÇÕES SINÓPTICAS SOBRE A PENÍNSULA A 2.SET.1992, ÀS 12 HORAS.	95
FIGURA 4-8 CONDIÇÕES SINÓPTICAS SOBRE A PENÍNSULA A 6.SET.1992, ÀS 12 HORAS.	96
FIGURA 4-9 CONDIÇÕES SINÓPTICAS SOBRE A PENÍNSULA A 7.SET.1992, ÀS 12 HORAS.	96
FIGURA 4-10 EVOLUÇÃO MÉDIA DOS PARÂMETROS METEOROLÓGICOS ADQUIRIDOS NA BEMPOSTA....	103
FIGURA 4-11 EVOLUÇÃO MÉDIA DOS PARÂMETROS METEOROLÓGICOS ADQUIRIDOS EM CACIA	106
FIGURA 4-12 EVOLUÇÃO MÉDIA DOS PARÂMETROS METEOROLÓGICOS ADQUIRIDOS EM TALHADAS ...	108
FIGURA 4-15 COBERTURA DO TERRENO NA REGIÃO DE AVEIRO APÓS DIGITALIZAÇÃO	113
FIGURA 4-16 CONDIÇÕES METEOROLÓGICAS IMPOSTAS NA APLICAÇÃO DO MODELO MEMO À REGIÃO DE AVEIRO NO DIA 5.SET.1992.	115
FIGURA 4-17 CAMPO DE VENTOS NA REGIÃO DE AVEIRO EM 5.SET.1992 ÀS 6 H.....	116
FIGURA 4-18 CAMPO DE TEMPERATURAS NA REGIÃO DE AVEIRO EM 5.SET.1992 ÀS 6 H.....	116
FIGURA 4-19 CAMPO DE VENTOS NA REGIÃO DE AVEIRO EM 5.SET.1992 ÀS 9 H.....	116
FIGURA 4-20 CAMPO DE VENTOS NA REGIÃO DE AVEIRO EM 5.SET.1992 ÀS 12 H.....	116
FIGURA 4-21 CAMPO DE TEMPERATURAS NA REGIÃO DE AVEIRO EM 5.SET.1992 ÀS 14 H.....	118

Lista de Figuras (cont.)

FIGURA 4-22 CAMPO DE VENTOS NA REGIÃO DE AVEIRO EM 5.SET.1992 ÀS 15 H.....	118
FIGURA 4-23 CAMPO DE VENTOS NA REGIÃO DE AVEIRO EM 5.SET.1992 ÀS 18 H.....	118
FIGURA 4-24 CAMPO DE VENTOS NA REGIÃO DE AVEIRO EM 5.SET.1992 ÀS 21 H.....	118
FIGURA 4-25 EVOLUÇÃO DO PERFIL DE VENTOS ATÉ 6000 M DO SOLO SOBRE AVEIRO A 5.SET.1992 ..	120
FIGURA 4-26 EVOLUÇÃO DO PERFIL DE VENTOS ATÉ 6000 M DO SOLO SOBRE ALBERGARIA-A-VELHA EM 5.SET.1992.....	120
FIGURA 4-27 COMPARAÇÃO DOS RESULTADOS DO MODELO COM DADOS METEOROLÓGICOS MEDIDOS EM CACIA A 5.SET. 1992.....	122
FIGURA 4-28 COMPARAÇÃO DOS RESULTADOS DO MODELO COM DADOS METEOROLÓGICOS MEDIDOS NA BEMPOSTA A 5.SET. 1992.....	122
FIGURA 4-29 COMPARAÇÃO DOS RESULTADOS DO MODELO COM DADOS METEOROLÓGICOS MEDIDOS EM TALHADAS A 5.SET. 1992.....	124
FIGURA 4-30 EVOLUÇÃO DA ESTRUTURA DA TROPOSFERA ATÉ 500 M DE ALTURA EM ALBERGARIA-A-VELHA A 5.SET.1992.....	125
FIGURA 4-31 EVOLUÇÃO DA ESTRUTURA VERTICAL DA TROPOSFERA ATÉ 500 M DE ALTURA EM AVEIRO A 5.SET.1992.....	125
FIGURA 4-32 CONDIÇÕES METEOROLÓGICAS IMPOSTAS NA APLICAÇÃO DO MODELO MEMO À REGIÃO DE AVEIRO NO DIA 1.SET.1992.....	128
FIGURA 4-33 CAMPO DE VENTOS NA REGIÃO DE AVEIRO EM 1.SET.1992 ÀS 6 H.....	130
FIGURA 4-34 CAMPO DE TEMPERATURAS NA REGIÃO DE AVEIRO EM 1.SET.1992 ÀS 6 H.....	130
FIGURA 4-35 CAMPO DE VENTOS NA REGIÃO DE AVEIRO EM 1.SET.1992 ÀS 9 H.....	130
FIGURA 4-36 CAMPO DE VENTOS NA REGIÃO DE AVEIRO EM 1.SET.1992 ÀS 12 H.....	130
FIGURA 4-37 CAMPO DE TEMPERATURAS NA REGIÃO DE AVEIRO EM 1.SET.1992 ÀS 14 H.....	131
FIGURA 4-38 CAMPO DE VENTOS NA REGIÃO DE AVEIRO EM 1.SET.1992 ÀS 15 H.....	131
FIGURA 4-39 CAMPO DE VENTOS NA REGIÃO DE AVEIRO EM 1.SET.1992 ÀS 18 H.....	131
FIGURA 4-40 CAMPO DE VENTOS NA REGIÃO DE AVEIRO EM 1.SET.1992 ÀS 21 H.....	131
FIGURA 4-41 EVOLUÇÃO DA ESTRUTURA VERTICAL DA TROPOSFERA ATÉ 6000 M DE ALTURA EM ALBERGARIA-A-VELHA A 1.SET.1992	133
FIGURA 4-42 EVOLUÇÃO DA ESTRUTURA VERTICAL DA TROPOSFERA ATÉ 6000 M DE ALTURA EM AVEIRO A 1.SET.1992.....	133
FIGURA 4-43 COMPARAÇÃO DOS RESULTADOS DO MODELO COM DADOS METEOROLÓGICOS MEDIDOS NA BEMPOSTA A 1.SET.1992.....	135
FIGURA 4-44 EVOLUÇÃO DA ESTRUTURA VERTICAL DA TROPOSFERA ATÉ 500 M DE ALTURA EM ALBERGARIA-A-VELHA A 1.SET.1992.....	137
FIGURA 4-45 EVOLUÇÃO DA ESTRUTURA VERTICAL DA TROPOSFERA ATÉ 500 M DE ALTURA EM AVEIRO A 1.SET.1992.....	137
FIGURA 4-46 VALIDAÇÃO DO ESQUEMA DE TURBULÊNCIA PARA A BEMPOSTA EM 5.SET.	139
FIGURA 4-48 VALIDAÇÃO DO ESQUEMA DE TURBULÊNCIA PARA TALHADAS EM 5.SET.1992	139
FIGURA 4-47 VALIDAÇÃO DO ESQUEMA DE TURBULÊNCIA PARA CACIA EM 5.SET.1992	139
FIGURA 4-49 VALIDAÇÃO DO ESQUEMA DE TURBULÊNCIA PARA A BEMPOSTA EM 1.SET.1992.....	139
FIGURA 4-50 PERFIL DE TEMPERATURA EM ALBERGARIA-A-VELHA A 1.SET.1992 ÀS 15 H	142
FIGURA 4-51 PERFIL DE VELOCIDADE DE VENTO EM ALBERGARIA-A-VELHA A 1.SET.1992 ÀS 15 H ...	142
FIGURA 4-52 PERFIL DE TEMPERATURA EM ALBERGARIA-A-VELHA A 5.SET.1992 ÀS 15 H.....	142
FIGURA 4-53 PERFIL DE VELOCIDADE DE VENTO EM ALBERGARIA-A-VELHA A 5.SET.1992 ÀS 15 H ...	142
FIGURA 5-1 TOPOGRAFIA DA REGIÃO DE LISBOA.....	148
FIGURA 5-2 CONDIÇÕES SINÓPTICAS SOBRE A PENÍNSULA ÀS 0 H DE 4.AGO.1992.....	150
FIGURA 5-3 CONDIÇÕES METEOROLÓGICAS IMPOSTAS NA APLICAÇÃO DO MODELO MEMO À REGIÃO DE LISBOA NO DIA 4.AGO.1992.....	151
FIGURA 5-4 CAMPO DE VENTOS NA REGIÃO DE LISBOA EM 4.AGO.1992 ÀS 8 H.....	152
FIGURA 5-5 CAMPO DE VENTOS NA ÁREA URBANA DE LISBOA EM 4.AGO.1992 ÀS 8 H.....	152

Lista de Figuras (cont.)

FIGURA 5-6 CAMPO DE VENTOS NO ESTUÁRIO DO TEJO EM 4.AGO.1992 ÀS 8 H.....	152
FIGURA 5-7 CAMPO DE VENTOS NA REGIÃO DE LISBOA EM 4.AGO.1992 ÀS 12 H.	154
FIGURA 5-8 CAMPO DE VENTOS NA ÁREA URBANA DE LISBOA EM 4.AGO.1992 ÀS 12 H.	154
FIGURA 5-9 CAMPO DE VENTOS NO ESTUÁRIO DO TEJO EM 4.AGO.1992 ÀS 12 H.....	154
FIGURA 5-10 CAMPO DE VENTOS NA REGIÃO DE LISBOA EM 4.AGO.1992 ÀS 16 H.	155
FIGURA 5-11 CAMPO DE VENTOS NA ÁREA URBANA DE LISBOA EM 4.AGO.1992 ÀS 16 H.	155
FIGURA 5-12 CAMPO DE VENTOS NO ESTUÁRIO DO TEJO EM 4.AGO.1992 ÀS 16 H.....	155
FIGURA 5-13 CAMPO DE VENTOS NA REGIÃO DE LISBOA EM 4.AGO.1992 ÀS 19 H.	156
FIGURA 5-14 CAMPO DE VENTOS NA REGIÃO DE LISBOA EM 4.AGO.1992 ÀS 22 H.	156
FIGURA 5-15 CAMPO DE VENTOS NA ÁREA URBANA DE LISBOA EM 4.AGO.1992 ÀS 24 H.	156
FIGURA 5-16 CAMPO DE VENTOS NO ESTUÁRIO DO TEJO EM 4.AGO.1992 ÀS 24 H.....	156
FIGURA 5-17 EVOLUÇÃO DA BRISA NA REGIÃO DE LISBOA DURANTE O DIA 4.AGO.1992.....	157
FIGURA 5-18 PERFIL OESTE-ESTE DO CAMPO DE VENTOS EM LISBOA ÀS 8 H DE 4.AGO.1992.	158
FIGURA 5-19 PERFIL OESTE-ESTE DO CAMPO DE VENTOS EM LISBOA ÀS 12 H DE 4.AGO.1992.	159
FIGURA 5-20 PERFIL OESTE-ESTE DO CAMPO DE VENTOS EM LISBOA ÀS 16 H DE 4.AGO.1992.	160
FIGURA 5-21 PERFIL OESTE-ESTE DO CAMPO DE VENTOS SOBRE LISBOA ÀS 20 H DE 4.AGO.1992.....	160
FIGURA 5-22 PERFIL OESTE-ESTE DO CAMPO DE VENTOS EM LISBOA ÀS 24 H DE 4.AGO.1992.	161
FIGURA 5-23 TRAJETÓRIAS DE PARTÍCULAS EMITIDAS EM LISBOA A 4.AGO.1992.....	162
FIGURA 5-24 COMPARAÇÃO DOS RESULTADOS DO MEMO COM DADOS METEOROLÓGICOS MEDIDOS NO CARREGADO A 4.AGO.1992.....	163
FIGURA 5-25 COMPARAÇÃO DOS RESULTADOS DO MEMO COM DADOS METEOROLÓGICOS MEDIDOS EM SETÚBAL A 4.AGO.1992.....	164
FIGURA 5-26 COMPARAÇÃO DOS RESULTADOS DO MEMO COM DADOS METEOROLÓGICOS MEDIDOS EM LISBOA A 4.AGO.1992.....	165
FIGURA 5-27 CONDIÇÕES SINÓPTICAS SOBRE A PENÍNSULA ÀS 0 H DE 23.FEV.1991.....	166
FIGURA 5-28 PERFIL DE TEMPERATURA ÀS 0 H (A CHEIO), 12 H (TRACEJADO) E 24 H (PONTEADO) DO DIA 23.FEV.1991.....	167
FIGURA 5-29 CAMPO DE VENTOS SOBRE A REGIÃO DE LISBOA EM 23.FEV.1991 ÀS 8 H.....	169
FIGURA 5-30 CAMPO DE VENTOS SOBRE A REGIÃO DE LISBOA EM 23.FEV.1991 ÀS 13 H.....	169
FIGURA 5-31 CAMPO DE VENTOS SOBRE A REGIÃO DE LISBOA EM 23.FEV.1991 ÀS 17 H.....	169
FIGURA 5-32 CAMPO DE VENTOS SOBRE A REGIÃO DE LISBOA EM 23.FEV.1991 ÀS 19 H.....	169
FIGURA 5-33 COMPARAÇÃO DE RESULTADOS DO MEMO E DADOS METEOROLÓGICOS MEDIDOS NO CARREGADO A 23.FEV.1991.....	171
FIGURA 5-34 COMPARAÇÃO DE RESULTADOS DO MEMO E DADOS METEOROLÓGICOS MEDIDOS EM SETÚBAL A 23.FEV.1991.....	171
FIGURA A-1 PERFIS DE VENTO COM BALÃO-PILOTO EM ALBERGARIA-A-VELHA A 1.SET.1992.....	A-3
FIGURA A-2 PERFIS DE VENTO COM BALÃO-PILOTO EM ALBERGARIA-A-VELHA A 2.SET.1992.....	A-4
FIGURA A-3 PERFIS DE VENTO COM BALÃO-PILOTO EM ALBERGARIA-A-VELHA A 3.SET.1992.....	A-5
FIGURA A-4 PERFIS DE VENTO COM BALÃO-PILOTO EM ALBERGARIA-A-VELHA A 4.SET.1992.....	A-6
FIGURA A-5 PERFIS DE VENTO COM BALÃO-PILOTO EM ALBERGARIA-A-VELHA A 5.SET.1992.....	A-7
FIGURA A-6 PERFIS DE VENTO COM BALÃO-PILOTO EM ALBERGARIA-A-VELHA A 6.SET.1992.....	A-8
FIGURA A-7 EVOLUÇÃO DO PERFIL DE VENTO COM SODAR EM ALBERGARIA A 1.SET.1992.....	A-9
FIGURA A-8 EVOLUÇÃO DO PERFIL DE VENTO COM SODAR EM ALBERGARIA A 2.SET.1992.....	A-10
FIGURA A-9 EVOLUÇÃO DO PERFIL DE VENTO COM SODAR EM ALBERGARIA A 3.SET.1992.....	A-11
FIGURA A-10 EVOLUÇÃO DO PERFIL DE VENTO COM SODAR EM ALBERGARIA A 4.SET.1992.....	A-12
FIGURA A-11 EVOLUÇÃO DO PERFIL DE VENTO COM SODAR EM ALBERGARIA A 5.SET.1992.....	A-13
FIGURA A-12 EVOLUÇÃO DO PERFIL DE VENTO COM SODAR EM ALBERGARIA A 6.SET.1992.....	A-14
FIGURA A-13 PERFIS DE TEMPERATURA DE RADIO-SONDAGEM EM AVEIRO A 1.SET.1992.....	A-15
FIGURA A-14 PERFIS DE TEMPERATURA DE RADIO-SONDAGEM EM AVEIRO A 2.SET.1992.....	A-16
FIGURA A-15 PERFIS DE TEMPERATURA DE RADIO-SONDAGEM EM AVEIRO A 3.SET.1992.....	A-17

Lista de Figuras (cont.)

FIGURA A-16 PERFIS DE TEMPERATURA DE RADIO-SONDAGEM EM AVEIRO A 4.SET.1992.....	A-18
FIGURA A-17 PERFIS DE TEMPERATURA DE RADIO-SONDAGEM EM AVEIRO A 5.SET.1992.....	A-19
FIGURA A-18 PERFIS DE TEMPERATURA DE RADIO-SONDAGEM EM AVEIRO A 6.SET.1992.....	A-20
FIGURA A-19 PERFIS DE VENTO DE BALÃO-PILOTO EM AVEIRO A 1.SET.1992.....	A-21
FIGURA A-20 PERFIS DE VENTO DE BALÃO-PILOTO EM AVEIRO A 2.SET.1992.....	A-22
FIGURA A-21 PERFIS DE VENTO DE BALÃO-PILOTO EM AVEIRO A 3.SET.1992.....	A-23
FIGURA A-22 PERFIS DE VENTO DE BALÃO-PILOTO EM AVEIRO A 4.SET.1992.....	A-24
FIGURA A-23 PERFIS DE VENTO DE BALÃO-PILOTO EM AVEIRO A 5.SET.1992.....	A-25
FIGURA A-24 PERFIS DE VENTO DE BALÃO-PILOTO EM AVEIRO A 6.SET.1992.....	A-26
FIGURA A-25 EVOLUÇÃO DO PERFIL DE VENTO DE SODAR EM AVEIRO A 1.SET.1992.....	A-27
FIGURA A-26 EVOLUÇÃO DO PERFIL DE VENTO DE SODAR EM AVEIRO A 2.SET.1992.....	A-28
FIGURA A-27 EVOLUÇÃO DO PERFIL DE VENTO DE SODAR EM AVEIRO A 3.SET.1992.....	A-29
FIGURA A-28 EVOLUÇÃO DO PERFIL DE VENTO DE SODAR EM AVEIRO A 4.SET.1992.....	A-30
FIGURA A-29 EVOLUÇÃO DO PERFIL DE VENTO DE SODAR EM AVEIRO A 5.SET.1992.....	A-31
FIGURA A-30 EVOLUÇÃO DO PERFIL DE VENTO DE SODAR EM AVEIRO A 6.SET.1992.....	A-32
FIGURA A-31 DADOS METEOROLÓGICOS REGISTADOS NA BEMPOSTA A 1.SET.1992.....	A-33
FIGURA A-32 DADOS METEOROLÓGICOS REGISTADOS NA BEMPOSTA A 2.SET.1992.....	A-34
FIGURA A-33 DADOS METEOROLÓGICOS REGISTADOS NA BEMPOSTA A 3.SET.1992.....	A-35
FIGURA A-34 DADOS METEOROLÓGICOS REGISTADOS NA BEMPOSTA A 4.SET.1992.....	A-36
FIGURA A-35 DADOS METEOROLÓGICOS REGISTADOS NA BEMPOSTA A 5.SET.1992.....	A-37
FIGURA A-36 DADOS METEOROLÓGICOS REGISTADOS NA BEMPOSTA A 6.SET.1992.....	A-38
FIGURA A-37 DADOS METEOROLÓGICOS REGISTADOS EM CACIA A 2.SET.1992.....	A-39
FIGURA A-38 DADOS METEOROLÓGICOS REGISTADOS EM CACIA A 3.SET.1992.....	A-40
FIGURA A-39 DADOS METEOROLÓGICOS REGISTADOS EM CACIA A 4.SET.1992.....	A-41
FIGURA A-40 DADOS METEOROLÓGICOS REGISTADOS EM CACIA A 5.SET.1992.....	A-42
FIGURA A-41 DADOS METEOROLÓGICOS REGISTADOS EM CACIA A 6.SET.1992.....	A-43
FIGURA A-42 DADOS METEOROLÓGICOS REGISTADOS EM TALHADAS A 3.SET.1992.....	A-44
FIGURA A-43 DADOS METEOROLÓGICOS REGISTADOS EM TALHADAS A 4.SET.1992.....	A-45
FIGURA A-44 DADOS METEOROLÓGICOS REGISTADOS EM TALHADAS A 5.SET.1992.....	A-46
FIGURA A-45 DADOS METEOROLÓGICOS REGISTADOS EM TALHADAS A 6.SET.1992.....	A-47

LISTA DE QUADROS

QUADRO 3-1 CENÁRIOS DE SIMULAÇÃO IDEAIS: CONDIÇÕES FRONTEIRA E CONDIÇÕES INICIAIS.	77
QUADRO 4-1 - CALENDÁRIO DE FUNCIONAMENTO DAS ESTAÇÕES METEOROLÓGICAS	93
QUADRO 4-2 CARACTERÍSTICAS METEOROLÓGICAS ENTRE 24.AGO.1992 E 8.SET.1992	94
QUADRO 4-3 HORA DE PASSAGEM DA FRENTE DE BRISA MARÍTIMA.....	110
QUADRO 6-1 DIRECÇÃO DE VENTO EM LISBOA (LX) E AVEIRO (AV) NOS DIAS 1 A 6, SET.1992.	176

LISTA DE SÍMBOLOS

- ξ - coordenada genérica x, y ou z
 η - coordenada vertical transformada
 τ - escala temporal de um turbilhão (s)
 ψ - escalar qualquer
 Ξ - função de transferência da difusividade turbulenta ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$)
 Φ - latitude
 ν - número de onda espectral
 κ - constante de von Karman
 Ψ - parametro de evaporação
 θ - temperatura potencial (K)
 ω - velocidade angular da Terra (rad.s^{-1})
 ∂_{ξ} - operador de diferenças finitas
 $\phi^{\tilde{}}$ - operador de interpolação
 ρ' - flutuações da massa volúmica (kg.m^{-3})
 θ' - flutuações turbulentas da temperatura potencial (K)
 ψ' - flutuações turbulentas de ψ
 δ_{ij} - operador de Kronecker
 ε - termo dissipativo ($\text{m}^2.\text{s}^{-3}$)
 ε_{θ} - termo dissipativo ($\text{K}^2.\text{s}^{-1}$)
 ε_R - termo dissipativo ($\text{K}^2.\text{s}^{-1}$)
 $\varepsilon_{u\theta}$ - termo dissipativo ($\text{K}^2.\text{s}^{-1}$)
 A_{ψ} - termo advectivo de um escalar qualquer
 A_u - termo advectivo da componente x da velocidade ($\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-2}$)
 A_v - termo advectivo na componente y da velocidade ($\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-2}$)
 A_w - termo advectivo na componente z da velocidade ($\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-2}$)
 C - concentração de um escalar passivo
 c_{ij} - coeficiente transiliente (adimensional)
 C_u - componente horizontal da força de Coriolis ($\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-2}$)
 C_v - componente horizontal da força de Coriolis ($\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-2}$)
 C_w - componente vertical da força de Coriolis ($\text{kg.m}^{-2}.\text{s}^{-2}$)
 D - tensor deformação (s^{-1})
 D_{ij} - componentes do tensor deformação (s^{-1})
 e - energia cinética turbulenta ($\text{kg.m}^2.\text{s}^{-2}$)
 F_{ψ} - fontes/sumidouros de um escalar qualquer
 f_c - parametro de Coriolis
 F_{θ} - fontes/sumidouros de calor
 F_{qn} - fonte/sumidouro de q_n devido às mudanças de fase e às reacções químicas.
 g - aceleração da gravidade (m.s^{-2})
 G^{ij} - coeficientes métricos (m)
 h - altitude do terreno (m)
 H - altura do topo do domínio de cálculo (m)
 h_{0i} - distância lateral afectada pela turbulência (m)
 K - viscosidade turbulenta ou difusividade turbulenta
 K_{ψ} - viscosidade turbulenta para um escalar qualquer
 K_m - viscosidade turbulenta para a quantidade de movimento ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}$)
 k_x - número de onda na direcção x

Lista de Símbolos (cont.)

- k_y - número de onda na direcção y
 ℓ - comprimento de mistura (m)
 L_0 - fluxo de calor latente para a atmosfera ($W.m^{-2}$)
 M - massa de ar (kg)
 m_j - massa de ar contida na célula do nível j (kg)
 m_x - fluxos de massa normal ao plano x ($kg.m^2.s^{-1}$)
 m_y - fluxos de massa normal ao plano y ($kg.m^2.s^{-1}$)
 m_z - fluxos de massa normal ao plano z ($kg.m^2.s^{-1}$)
 N - frequência de Brunt-Vaisala
 p - pressão (Pa)
 p' - flutuações da pressão (Pa)
 p_g - pressão de grande escala (Pa)
 p_h - pressão hidrostática (Pa)
 \tilde{p}_h - transformada de Fourier de p_h
 p_{nh} - pressão não-hidrostática (Pa)
 Pr_t - número de Prandtl turbulento
 P_x - operador que incorpora as componentes discretas do gradiente de pressões na direcção x
 P_y - operador que incorpora as componentes discretas do gradiente de pressões na direcção y
 P_z - operador que incorpora as componentes discretas do gradiente de pressões na direcção z
 q - humidade específica
 Q_0 - fluxo de calor sensível para a atmosfera ($W.m^{-2}$)
 Q_a - fluxo de calor antropogénico para a atmosfera ($W.m^{-2}$)
 q_n - massa volúmica das várias formas da água (1=sólido, 2=líquido, 3=vapor);
 Q_s - fluxo de calor para o solo ($W.m^{-2}$)
 q_s - humidade de saturação
 ρ - massa volúmica do ar ($kg.m^{-3}$)
 \tilde{R} - taxa de movimento vertical não-local (adimensional)
 R_ψ - difusão turbulenta de um escalar qualquer
 R_C - fluxo radiativo de onda curta ($W.m^{-2}$)
 Ri_c - número de Richardson crítico (adimensional)
 Ri_g - número de gradiente de Richardson
 R_L - fluxo radiativo de onda longa ($W.m^{-2}$)
 R_u - difusão turbulenta da componente horizontal da velocidade ($kg.m^{-2}.s^{-2}$)
 R_v - difusão turbulenta da componente horizontal da velocidade ($kg.m^{-2}.s^{-2}$)
 R_w - difusão turbulenta da componente vertical da velocidade ($kg.m^{-2}.s^{-2}$)
 S - variável de estado qualquer
 S^* - variável de estado após desestabilização
 S' - flutuações turbulentas de uma variável de estado qualquer
 S_0 - variável de estado após mistura turbulenta vertical e horizontal
 T - temperatura (K)
 t - tempo (s)
 Δt - passo de tempo (s)
 T_v - temperatura virtual (K)
 u - componente horizontal da velocidade do vento ($m.s^{-1}$)
 \hat{u} - valor intermédio de u ($m.s^{-1}$)
 \tilde{u} - valor intermédio de u ($m.s^{-1}$)
 U - vector velocidade do vento de componentes (u,v,w) ($m.s^{-1}$)
 u' - flutuações turbulentas de u ($m.s^{-1}$)

Lista de Símbolos (cont.)

- u_g - componente horizontal do vento geostrófico ($m.s^{-1}$)
 u^i - componentes da velocidade contravariante (...)
 u_j - componentes cartesianas da velocidade ($m.s^{-1}$)
 v - componente horizontal da velocidade do vento ($m.s^{-1}$)
 \hat{v} - valor intermédio de v ($m.s^{-1}$)
 \tilde{v} - valor intermédio de v ($m.s^{-1}$)
 V - Jacobiano da transformação (m^3)
 v' - flutuações turbulentas de v ($m.s^{-1}$)
 v_g - componente horizontal do vento geostrófico ($m.s^{-1}$)
 w - componente vertical da velocidade do vento ($m.s^{-1}$)
 \hat{w} - valor intermédio de w ($m.s^{-1}$)
 \tilde{w} - valor intermédio de w ($m.s^{-1}$)
 w' - flutuações turbulentas de w ($m.s^{-1}$)
 \tilde{w} - transformada de Fourier de w
 x, y e z - coordenadas numéricas
 \tilde{x}, \tilde{y} e \tilde{z} - coordenadas cartesianas (m)
 Δx - dimensão horizontal de uma célula de cálculo (m)
 Ψ_{0i} - potencial de mistura horizontal
 Y_{ij} - potencial de mistura
 Y_{ref} - potencial de mistura de referência
 $\|Y\|_\infty$ - norma da matriz de potencial de mistura
 Z - variável relacionada com a altura (m)
-

INTRODUÇÃO

Em Portugal, os problemas de qualidade do ar põem-se, fundamentalmente na zona litoral e principalmente na região entre Braga e Setúbal, já que é nesta faixa que se encontram as unidades industriais mais importantes, os principais agregados urbanos e as vias de comunicação de utilização mais intensa. Até ao presente, os programas de gestão da qualidade do ar têm sido limitados a acções localizadas nas áreas do país consideradas como mais críticas, através das Comissões de Gestão do Ar locais e da operação de redes de qualidade do ar específicas montadas por determinadas unidades industriais. No entanto, a forte concentração da indústria e o aumento do tráfego automóvel, associado à crescente mobilidade quotidiana das populações, poderá estender os problemas localizados de poluição urbana e industrial, às regiões circundantes. Uma análise do número de veículos ligeiros vendidos em Portugal entre 1990 e 1994 - mais de 1200000 de unidades - evidencia a amplitude do problema.

Simultaneamente, e como resultado da estratégia de gestão referida, os dados de qualidade do ar extraídos das estações de monitorização existentes em Portugal encontram-se fortemente afectados pelas emissões locais de poluentes primários. No entanto, é sabido que a forte radiação solar e as temperaturas elevadas que caracterizam o clima de Portugal, propiciam a formação de poluentes atmosféricos secundários, produzidos fotoquimicamente. Assim, é previsível a existência de problemas ainda não detectados, de poluição atmosférica à escala regional assim como a sua acentuação durante os próximos anos.

Neste contexto, e à medida que se actua sobre outros problemas ambientais mais prementes e urgentes, o estudo da qualidade do ar em Portugal deverá adquirir, cada vez mais, uma maior importância a nível nacional. O breve cenário evolutivo descrito nos parágrafos anteriores aponta

para a necessidade de dirigir esforços para o estudo da poluição fotoquímica e particularmente conhecer os padrões de produção de ozono. A experiência já adquirida mostra que a aplicação de metodologias de análise da qualidade do ar ao território português, e o desenvolvimento de estratégias de controle, deverão utilizar a experiência internacional, destacando em simultâneo, as especificidades locais.

Durante os últimos 5 a 7 anos têm-se organizado, em todo o mundo, diversos programas de monitorização meteorológica e de qualidade do ar, com o objectivo de compreender o fenómeno da produção de ozono e apoiar, em simultâneo, a utilização de modelos fotoquímicos e a análise de séries de dados (Solomon, 1995). Este autor refere que o problema do controle dos níveis de ozono na baixa troposfera, é um problema complexo, que exige uma abordagem multi-facetada, abrangendo vários actores científicos, sociais e políticos (ver Figura 1-1).

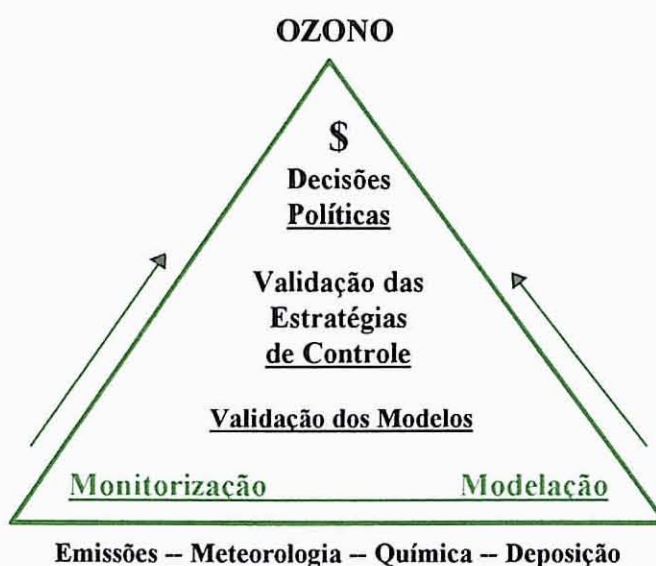


Figura 1-1 Diagrama esquemático de um programa de controle da poluição fotoquímica (Adaptado de Solomon (1995)).

A Figura 1-1 resume os processos inerentes a um programa de controle da poluição fotoquímica. Um programa com este objectivo inicia-se na comunidade científica com a monitorização e a modelação dos fenómenos. As medições são essenciais para compreender e explicar cientificamente os fenómenos e permitir o desenvolvimento de modelos conceptuais da dinâmica e dos processos atmosféricos. Posteriormente desenvolvem-se modelos matemáticos baseados nas hipóteses explicativas e nos modelos conceptuais, que integram os factos científicos e as incertezas que lhe estão inerentes e que podem ser utilizados para testar

diversos cenários. Idealmente, os modelos deveriam passar por uma validação rigorosa, em regime operacional e de previsão, após o que poderiam ser utilizados para testar estratégias de controle de emissões e prever os efeitos destas estratégias nos valores de ozono. Depois do desenvolvimento e teste destas estratégias, deverão tomar-se decisões políticas que levem aos níveis de qualidade ambiental pretendidos, minimizando o custo das medidas de controlo e os impactes económicos e sociais que lhe estão associados. Finalmente, deverão efectuar-se novas medições para demonstrar o sucesso das medidas de controle e a manutenção dos níveis de qualidade do ar.

Solomon (1995), ao compilar as conclusões de cerca de 30 campanhas experimentais meteorológicas e de qualidade do ar, independentes, realizadas em 18 países, concluiu que as condições meteorológicas, em conjunto com as emissões de poluentes atmosféricos, a química e a deposição atmosférica constituem um dos factores que controla a produção de ozono na baixa troposfera. A necessidade de se efectuar uma descrição detalhada das circulações atmosféricas que ocorrem na costa portuguesa foi também salientada em estudos anteriores realizados pelo autor desta tese (Coutinho, 1991).

É neste contexto lato, que se deverá enquadrar o trabalho apresentado neste documento. Nesta perspectiva, a compreensão das circulações meteorológicas de mesoscala que ocorrem em Portugal Continental, e mais particularmente das que se formam na faixa litoral, constituirá umas das tarefas primordiais do primeiro nível de acção (ver Figura 1-1) de qualquer programa de controle e deverá revelar-se essencial para a gestão eficiente da qualidade do ar. No caso presente, o estudo da mesoscala meteorológica é realizado através da análise de dados meteorológicos, adquiridos nas redes de monitorização de rotina e em campanhas meteorológicas objectivamente planeadas, assim como através da aplicação de modelos numéricos de simulação.

As técnicas de simulação numérica, tal como os equipamentos de prospecção meteorológica, encontram-se em permanente desenvolvimento. Este trabalho pretende contribuir para o desenvolvimento das técnicas de modelação numérica da turbulência atmosférica, através da análise do efeito da parameterização transiliente sobre as características do escoamento simulado.

Após este enquadramento introdutório, no capítulo seguinte define-se e caracteriza-se a mesoscala meteorológica, dando particular atenção ao caso das brisas costeiras, assim como se descrevem em termos gerais, os efeitos das circulações atmosféricas de mesoscala sobre a qualidade do ar e se apresentam as várias técnicas de simulação da mesoscala meteorológica, dando particular destaque ao modelo meso-meteorológico MEMO. No capítulo 3, descrevem-se diversas técnicas de

simulação numérica da turbulência atmosférica, salientando as técnicas mais recentes de fecho não-local, nomeadamente a teoria transiliente da turbulência.

Os capítulos 4 e 5 apresentam estudos paralelos, sobre as circulações de mesoscala que ocorrem em duas regiões de Portugal Continental: Aveiro e Lisboa, respectivamente. No caso da região de Aveiro, utilizam-se os dados de uma campanha meteorológica realizada no Verão de 1992, para comparar com os resultados do modelo MEMO. Este modelo foi aplicado com o esquema transiliente e com a parameterização tradicional. Os dados adquiridos durante a campanha meteorológica foram representados graficamente e encontram-se compilados em Anexo.

Para a região de Lisboa, os resultados das simulações do modelo MEMO foram interpretados com o apoio de dados meteorológicos adquiridos nas redes de observação de rotina existentes na região. Os estudos realizados para a região de Lisboa basearam-se na análise de cenários meteorológicos típicos que favorecem a formação de fenómenos de mesoscala. Deu-se particular atenção aos padrões de transporte dos poluentes atmosféricos que ocorrem nestas circunstâncias, sobretudo nas condições estivais.

Finalmente, no último capítulo reúnem-se as conclusões deste estudo e apresentam-se algumas recomendações e sugestões para desenvolvimentos futuros.

A MESOSCALA METEOROLÓGICA

Devido à complexidade da circulação geral da atmosfera, é aconselhável dividir o estudo da atmosfera "em partes" distintas, coincidentes com sistemas de movimentos atmosféricos com características distintas. Um dos métodos de classificação destes sistemas baseia-se na análise das escalas de tempo e de comprimento que os caracterizam e a partir das quais podem ser reconhecidos.

Recentemente, Thunis e Bornstein (1993) propuseram uma delimitação temporal das escalas meteorológicas, consistente com o espectro de energia da velocidade do vento à superfície apresentado por Van der Hoven em 1957. Este espectro (Figura 2-1) apresenta três picos energéticos:

- um pico de grande energia associado aos grandes sistemas sinóticos (100 horas),
- um pico de mesoscala, de menor intensidade, relacionado com as variações diurnas da camada limite planetária (10 horas),
- e um pico de grande energia relacionado com os turbilhões de microscala (1 minuto).

Estes autores delimitaram temporalmente a mesoscala, com os períodos correspondentes aos dois mínimos localizados à esquerda e à direita do pico de mesoscala existente no espectro de Van der Hoven. Nesta perspectiva, a mesoscala terá uma escala temporal entre 30 minutos e um dia. O período exacto correspondente ao pico de mesoscala poderá obviamente depender do fenómeno de mesoscala propriamente dito e, conseqüentemente variar de local para local.

No entanto situar-se-á sempre entre os períodos dos dois mínimos extremos que não deverão variar significativamente em dois locais distintos.

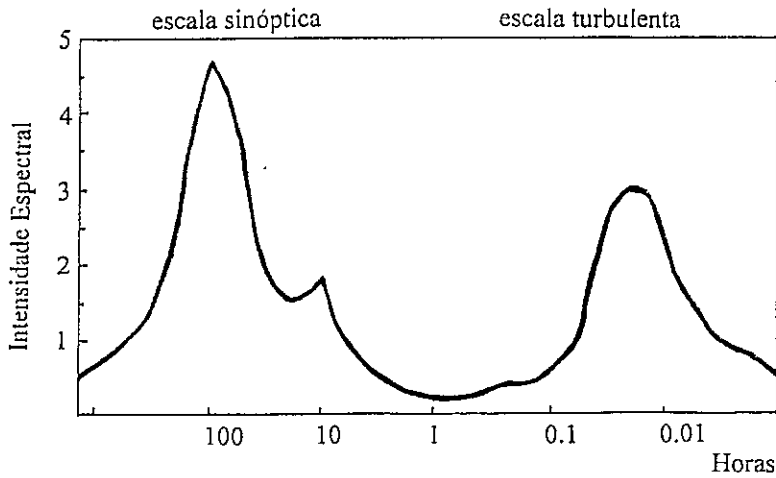


Figura 2-1 Espectro de energia da velocidade do vento ao nível do solo. Adaptado a partir de Stull (1988).

Do ponto de vista espacial a mesoscala meteorológica tem uma escala horizontal da ordem de 1 a 100 km. A escala vertical pode estender-se desde algumas dezenas de metros até à espessura total da troposfera (aproximadamente 10 km). Tratam-se, obviamente, de limites arbitrários. Ao limite inferior correspondem fenómenos atmosféricos que, do ponto de vista da previsão meteorológica, só poderão ser descritos estatisticamente, enquanto que o limite superior é delimitado pelos mais pequenos detalhes legíveis num mapa sinótico (Pielke, 1984). Considera-se também que a escala horizontal deverá ser suficientemente grande, para se poder aplicar a aproximação hidrostática no estudo da distribuição vertical da pressão, mas suficientemente pequena para que não seja válido descrever as circulações atmosféricas unicamente através do vento geostrófico.

2.1 Fenómenos de Mesoscala

Os fenómenos meteorológicos de mesoscala são normalmente induzidos pelas características topográficas. Haverá, no entanto, que distinguir as circulações atmosféricas de mesoscala provocadas por efeitos térmicos, das circulações induzidas directamente pelos acidentes orográficos (Atkinson, 1981).

As circulações atmosféricas provocadas pela orografia incluem as ondas de mesoscala resultantes da interferência entre o escoamento geostrófico e as montanhas propriamente ditas (ver Figura 2-2). Essas ondas podem-se dividir em:

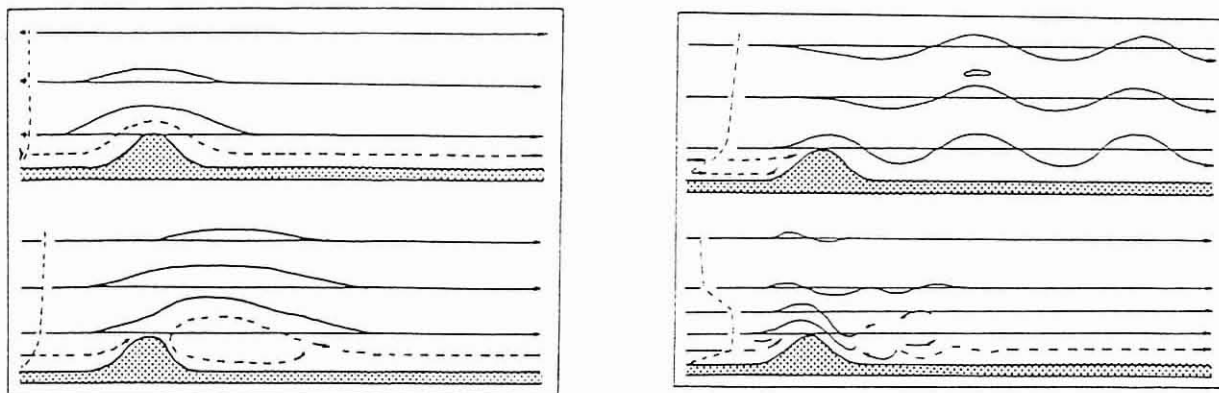


Figura 2-2 Efeitos da orografia no escoamento atmosférico. Adaptado a partir de Atkinson (1981).

- ondas que ocorrem sobre as montanhas (ondas de montanha);
- ondas que ocorrem a sotavento da montanha (ondas de sotavento).

Para além destas circulações ondulatórias, existem os ventos de encosta que se devem essencialmente ao efeito de obstáculo provocado por uma montanha. Os ventos de encosta permanecem junto à montanha e a sua formação é normalmente acompanhada por uma variação brusca de temperatura. Para que estes ventos sejam considerados de mesoscala o obstáculo topográfico que os provoca deverá ter dimensões dessa ordem de grandeza.

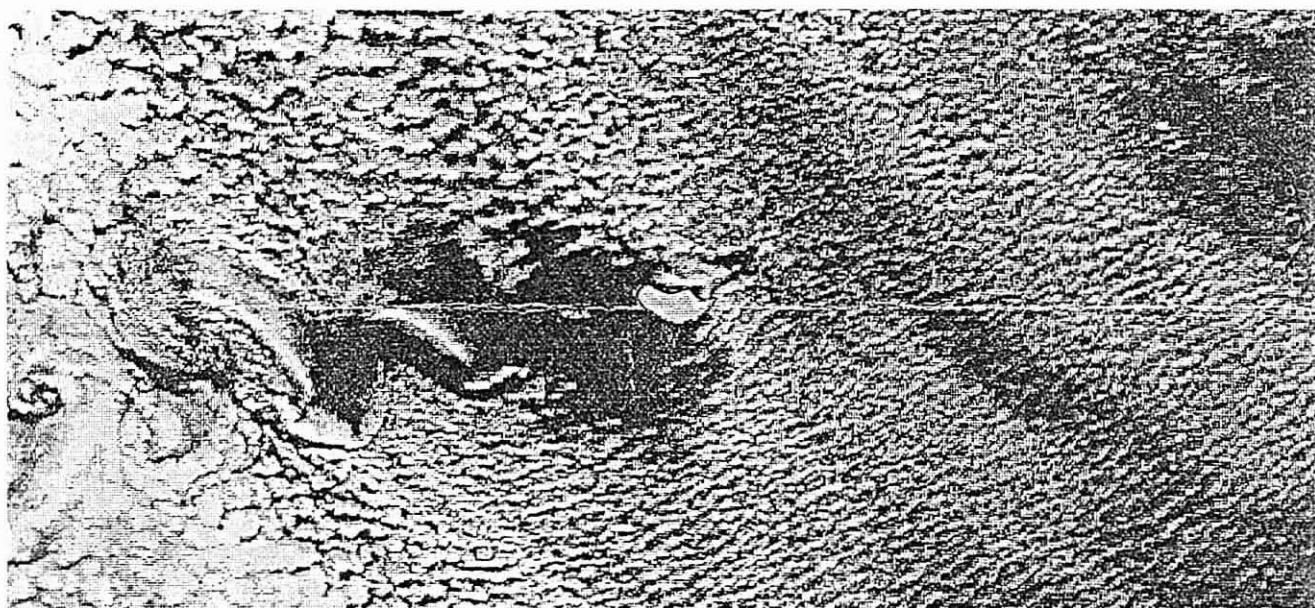


Figura 2-3 Imagem de satélite da Ilha da Madeira, no dia 2 de Maio de 1991 às 16 h, onde se evidencia uma esteira atmosférica localizada a juzante da ilha.

Para além da produção de fenómenos como as ondas de sotavento e os ventos de encosta que se manifestam essencialmente na perturbação da estrutura vertical da troposfera, a interferência entre o escoamento atmosférico e a orografia pode também manifestar-se na produção de esteiras a juzante dos obstáculos. Estas esteiras são particularmente identificáveis, no caso das ilhas oceânicas, e podem ser observadas através de fotografias de satélite (ver Figura 2-3) (Coutinho e Miranda, 1993). Estudos recentes evidenciam a ocorrência do mesmo fenómeno em acidentes orográficos de maior escala, como a Sierra Madre no México, ou as cadeias montanhosas do Hogar, Tibesti e Azbine no Norte de África (Mozer e Zehnder, 1994).

As circulações atmosféricas de origem térmica resultam de uma distribuição desigual da energia térmica ao nível do solo. Numa circulação de origem térmica, o escoamento atmosférico é iniciado e mantido através de um gradiente de pressão provocado pela distribuição diferenciada da temperatura.

O sistema de brisas costeiras constitui um dos melhores exemplos das circulações de origem térmica. Subdividindo-se em brisas de mar e de terra, são circulações atmosféricas de mesoscala que ocorrem frequentemente ao longo das linhas costeiras dos oceanos, lagos, estuários e grandes rios. As brisas costeiras são provavelmente um dos fenómenos meteorológicos de mesoscala de mais simples descrição física mas cuja representação matemática é de grande complexidade.

2.2 As Brisas Costeiras

Alguns dos fenómenos atmosféricos específicos das regiões costeiras resultam directamente da descontinuidade existente entre o mar e a terra, representada geograficamente pela linha de costa (Hsu, 1988). Essa descontinuidade é observável quer a nível de parâmetros meteorológicos, como a temperatura, humidade, velocidade e direcção do vento, quer a nível de características topográficas, como a rugosidade aerodinâmica do terreno e a existência de irregularidades orográficas.

O sistema de brisas costeiras constitui um dos melhores exemplos dos efeitos da interacção entre o mar e a terra sobre a atmosfera. Apesar de apresentarem características típicas bem identificáveis, estes sistemas de circulação costeira podem diferir consideravelmente de uma região para outra, variando em direcção, intensidade e fase, dependendo das condições meteorológicas sinópticas e de mesoscala, da época do ano, da morfologia da linha de costa, da topografia e das características superficiais do terreno (Avissar et al., 1990).

2.2.1 Descrição geral do fenómeno

As brisas costeiras (ver Figura 2-4) resultam basicamente de uma diferença de temperaturas entre a água e a superfície terrestre. A grande capacidade térmica dos lagos e oceanos faz com que a temperatura da superfície da água se mantenha praticamente inalterada ao longo de um dia (Stull, 1988).

Pelo contrário, a superfície do solo aquece e arrefece muito mais rapidamente, pois a baixa condutividade molecular e a baixa capacidade térmica dos solos impedem que as variações diurnas de temperatura do ar se propaguem para as camadas mais profundas do solo. Consequentemente, a terra é mais quente do que a água durante o dia. Devido à sua maior temperatura, o ar continental expande mais rapidamente do que o ar marítimo, originando um gradiente vertical de pressões inferior sobre a terra. Deste modo, a um determinado nível vertical, a pressão sobre a terra é superior à pressão sobre o mar à mesma altitude.

Durante a noite, a situação tende a inverter-se e a terra poderá tornar-se mais fresca do que o mar. Gera-se assim, uma alternância do gradiente horizontal de pressões indutor de uma rotação periódica da direcção do vento nas localidades costeiras.

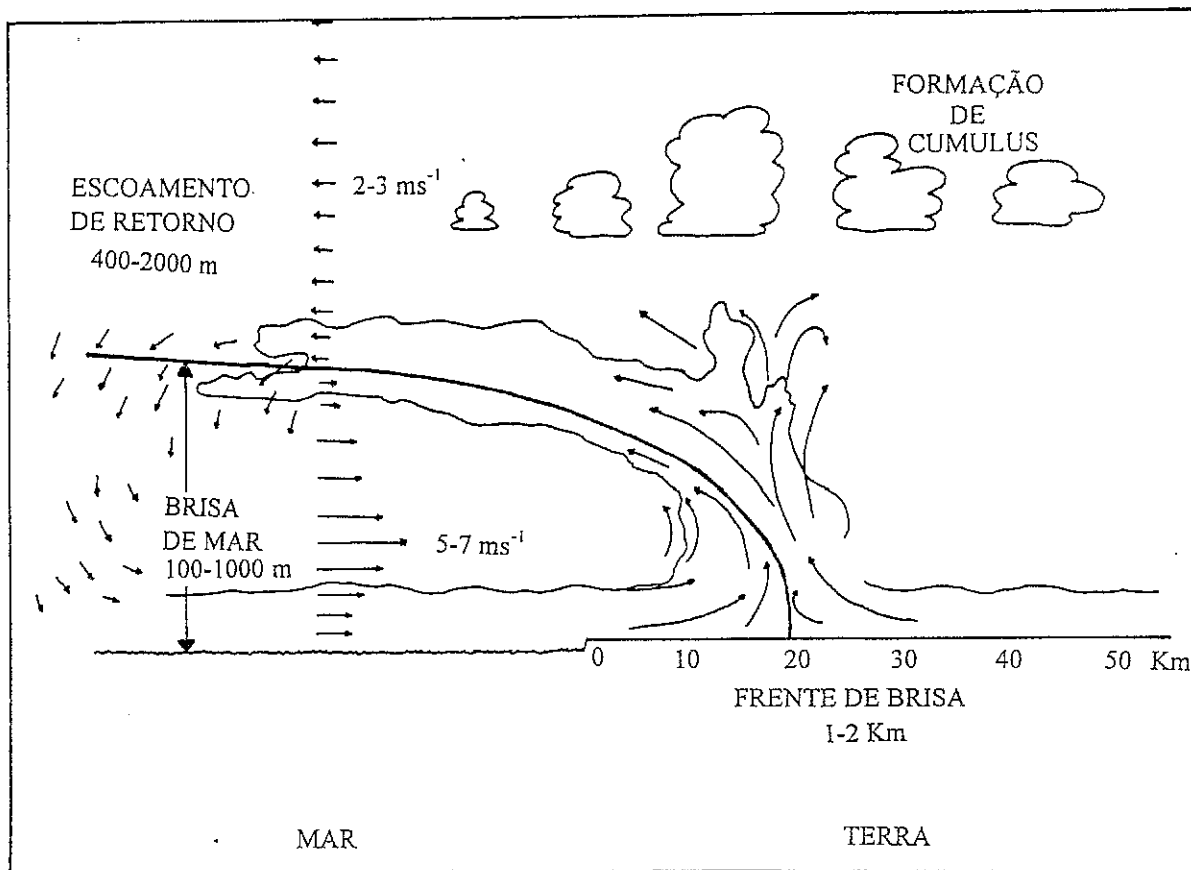


Figura 2-4 Estrutura do sistema de circulação atmosférico numa região costeira durante um período de céu limpo e vento fraco. Adaptado a partir de Lyons (1975).

Antes de se iniciar o seu estudo pormenorizado, torna-se essencial compreender as características médias e a evolução típica de uma brisa costeira (ver Figura 2-4). O processo de formação de uma circulação de brisa costeira inicia-se nas primeiras horas de manhã, com o aquecimento diferenciado entre a terra e a água. Pelo meio da manhã, após a eliminação da camada limite estável nocturna, o ar quente começa a elevar-se sobre a terra na zona costeira, sendo substituído por ar mais fresco de origem marítima. A este escoamento dá-se o nome de brisa de mar.

O limite da propagação do ar mais fresco de origem marítima é denominado de frente de brisa. Trata-se de uma banda de 1 a 2 km de largura, de forte convergência a baixa altitude e com movimentos verticais entre 0,5 e 2,5 m.s^{-1} . À medida que a brisa evolui, a frente de brisa desloca-se para o interior, numa direcção perpendicular à costa. Na ausência de escoamentos sinópticos importantes move-se a uma velocidade entre 1 a 5 m.s^{-1} , podendo atingir ao fim da tarde, locais distanciados de 20 a 50 km da costa. A sua passagem é caracterizada por uma série de fenómenos meso-meteorológicos típicos (Stull, 1988), observáveis na representação gráfica de séries de dados meteorológicos (ver Figura 2-5), nomeadamente a alteração da direcção do vento, a descida brusca de temperatura, o aumento da humidade relativa e a formação de cumulus.

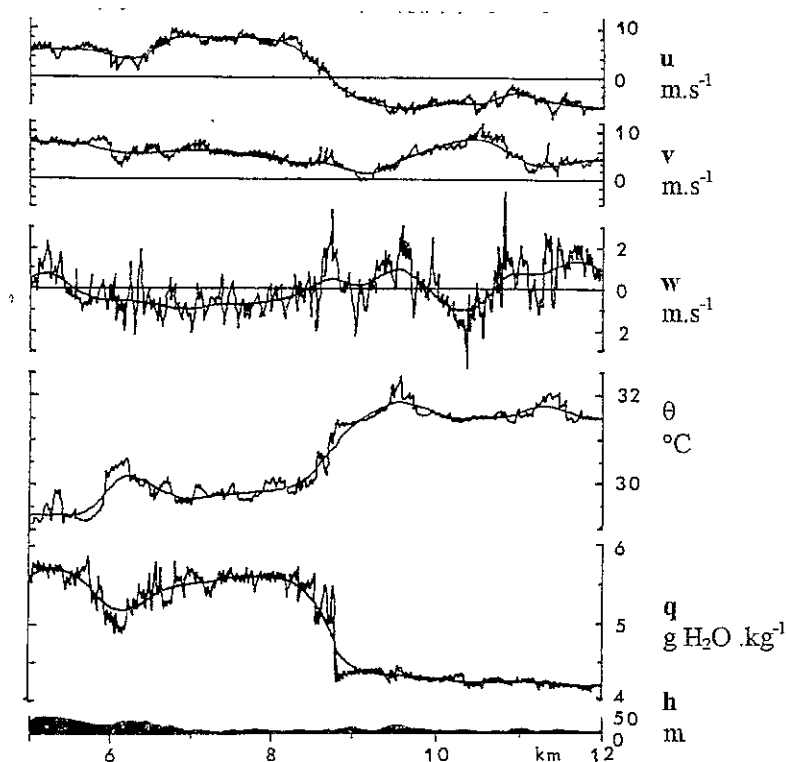


Figura 2-5 Parametros meteorológicos numa secção perpendicular à costa: altitude h , humidade específica q , temperatura potencial θ , a componente vertical da velocidade do vento w , as componentes horizontais da velocidade do vento v (paralela à frente de brisa) e u (normal à frente). Adaptado de Kraus et al. (1990).

A Figura 2-5 (Kraus et al., 1990) mostra a evolução espacial da temperatura, vento e humidade, medida num pequeno avião-laboratório que circulava perpendicularmente à linha de costa, no sul da Austrália. A frente da brisa, que ocorre a 9 km da costa, é marcada por variações bruscas de temperatura, humidade e da componente do vento perpendicular à costa.

O movimento atmosférico ascensional na região frontal, mostra que o movimento de intrusão de ar marítimo deverá ser acompanhado de um escoamento de retorno a um nível mais elevado. Este escoamento em altitude, previsto teoricamente, mas nem sempre observado, transporta o ar mais quente em direcção ao mar, onde desce até à superfície aquática para fechar a circulação. As observações de campo apontam para que a altura da brisa marítima seja da ordem dos 100-500 m e a altura da circulação total, englobando o escoamento de retorno varie entre 500 e 2000 m.

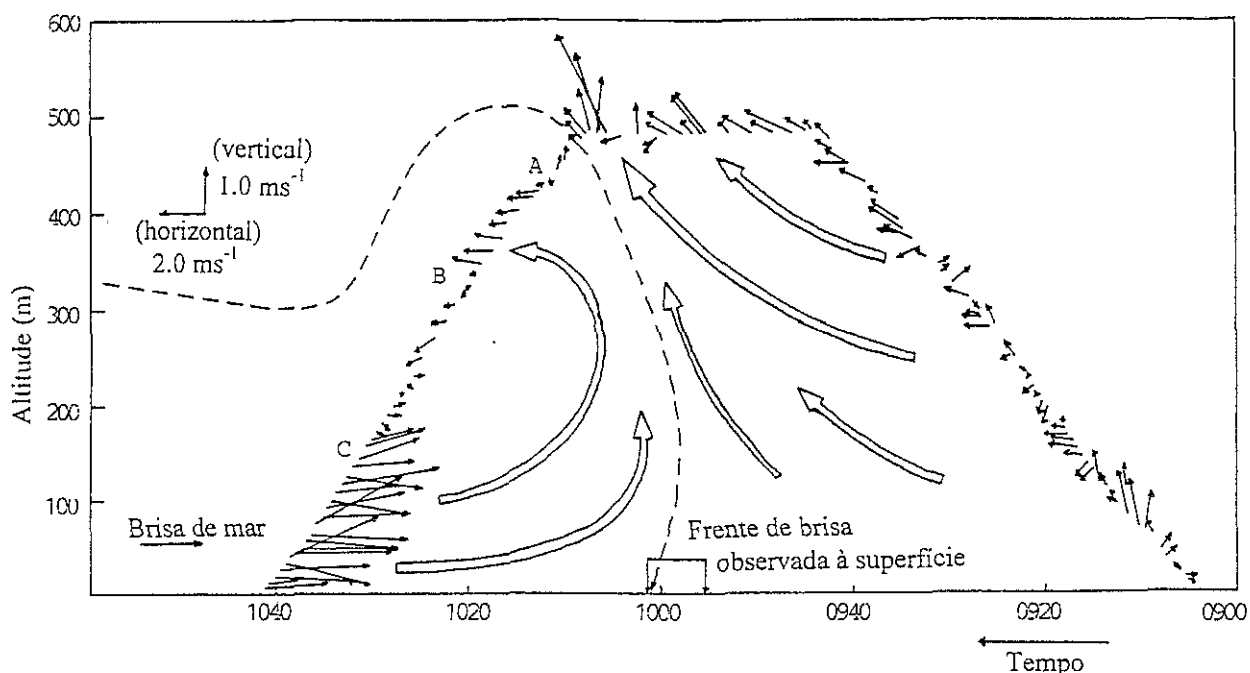


Figura 2-6 Estrutura da frente de brisa. Variação temporal dos perfis em altitude das componentes, vertical e perpendicular à frente de brisa, da velocidade do vento. Adaptado a partir de Ogawa et al. (1986).

Uma campanha de grandes dimensões realizada na costa norte do lago Erie, nos Estados Unidos da América evidenciou de um modo muito interessante a estrutura da frente de brisa (Ogawa et al., 1986). O processamento dos dados adquiridos com balões captivos permitiu representar a variação temporal da componente normal à costa e da componente vertical do vento. A Figura 2-6 mostra que balão captivo iniciou a ascensão às 9h00 com vento fraco, não se evidenciando qualquer movimento vertical característico. O balão manteve-se fixo a 482

m acima do solo entre as 9h44 e as 10h12. Durante este período, observou-se um aumento significativo da componente vertical do vento e da componente normal do vento. A descida do balão revelou uma camada junto ao solo com vento sul forte, correspondente à brisa de mar. Entre os 320 e os 420 m, distingue-se o escoamento de retorno, de norte. Entre os dois escoamentos existe uma camada de vento indefinido, muito fraco.

Um dos parâmetros analisados em alguns estudos experimentais é a influência do vento sinóptico sobre o desenvolvimento das brisas costeiras. Quando o vento sopra perpendicularmente à costa, em direcção à terra, a formação de um gradiente de temperatura mar-terra, e o consequente gradiente de pressão, é travado, reduzindo a possibilidade de formação da brisa costeira. O efeito de um vento sinóptico dirigido para o mar, que se opõe portanto à evolução da brisa de mar, tem sido estudado com mais detalhe. Nestas condições, os gradientes de temperatura e de pressão são deslocados para cima do mar. Deste modo, a brisa marítima inicia-se a alguns quilómetros da costa, atingindo terra a meio da tarde. Estas condições parecem ser as ideais para a observação dos fenómenos associados à formação e à passagem da frente de brisa. No entanto, se o vento sinóptico se tornar demasiado forte, a célula de circulação característica da brisa, poderá não atingir a linha de costa. Assim, em situações extremas é possível uma região costeira ser influenciada pela convecção induzida pelas brisas de mar sem ocorrer, em simultâneo, e na linha de costa, um escoamento de origem marítima (Arritt, 1993).

Existe uma certa controvérsia quanto ao efeito de um vento paralelo à linha costeira. Alguns trabalhos mostram que o efeito é praticamente nulo, não ocorrendo perturbação no desenvolvimento da brisa (Frizzola e Fisher, 1963).

Apesar de se saber existir uma relação entre a evolução de uma frente de brisa e a estabilidade atmosférica, efectuaram-se poucas investigações acerca deste assunto. Wexler (1946) refere que o momento de maior instabilidade vertical parece corresponder à hora ideal para a penetração da brisa costeira. Numa atmosfera estável, as camadas mais elevadas apresentam um efeito de travão à circulação vertical de brisa. Contrariamente, a presença de ar instável encoraja o prolongamento da circulação, tanto vertical como horizontalmente, permitindo também um aumento da sua intensidade. Estudos numéricos (Estoque, 1961; Arritt, 1993) apontam para as mesmas conclusões: uma estratificação térmica da atmosfera forte dificulta o desenvolvimento da brisa.

O desenvolvimento de uma brisa de mar sofre a influência de factores de origem atmosférica, mas também é influenciado por factores não-atmosféricos (Atkinson, 1981). A topografia é um

factor importantíssimo a ter em conta no estudo das brisas costeiras, podendo influenciar o seu desenvolvimento de dois modos principais: através da forma do terreno e através da cobertura vegetal. Como exemplo da sua importância, refere-se o caso da existência de colinas perto da costa. Quando estas apresentam o declive voltado para Sul, o solo da montanha aquece mais rapidamente do que as zonas adjacentes, podendo acentuar a circulação de brisa.

Após o início da brisa, as colinas e os vales podem afectar consideravelmente a direcção do seu desenvolvimento. Simultaneamente, em regiões costeiras de grande complexidade topográfica, a frente de brisa tende a desenvolver-se paralelamente à linha de costa, acompanhando as suas curvaturas e irregularidades (Zhong e Takle, 1993). Podem-se assim gerar várias células de brisa, que se encontram no interior do continente, em zonas de forte convergência e que se mantêm durante algumas horas (Laird et al., 1994).

Quando as forças de geração e destruição da brisa se assemelham, o tipo de cobertura vegetal pode tornar-se decisivo. Em condições idênticas de radiação solar, os terrenos nus e secos aquecem mais rapidamente do que os terrenos húmidos e com muita vegetação, facilitando a formação da circulação costeira. Shen et al. (1995) mostram que a vegetação e o teor de humidade do solo afectam particularmente a velocidade vertical máxima que ocorre no interior da brisa.

Apesar do processo de formação de uma circulação de brisa ser de fácil compreensão e descrição, o estudo das brisas costeiras pode revelar-se bastante complexo. De facto, e como se verá mais adiante, trata-se de um escoamento atmosférico de grande complexidade, cujo estudo e modelação matemática deverá incluir, em simultâneo, a simulação de uma série de factores diversos (Kraus et al., 1990), nomeadamente:

- influência das forças de Coriolis e de atrito;
 - interacção com o escoamento sinóptico;
 - forte não-linearidade e instacionaridade;
 - potencial libertação de calor latente;
 - aquecimento diferenciado em cada lado da frente de brisa;
 - grande variedade de escalas espaciais;
 - ocorrência de fenómenos ondulatórios.
-

2.2.2 As brisas costeiras em Portugal

O território de Portugal Continental encontra-se localizado numa região geográfica de alguma complexidade. Esta complexidade reflecte-se nas circulações atmosféricas, ocorrendo a sobreposição de várias escalas meteorológicas. Assim, e de modo a compreender como é que as brisas costeiras e outras circulações atmosféricas de mesoscala se desenvolvem em Portugal, deverá ser feita uma análise a nível de três escalas espaciais de dimensão decrescente:

- escala sinóptica;
- escala peninsular;
- escala local.

2.2.2.1 Climatologia sinóptica

O território de Portugal continental, compreendido entre as latitudes de 37° e 42° N, está situado na transição da zona dos anticiclones subtropicais para a zona das depressões subpolares do hemisfério norte (Ferreira, 1954).

A zona dos anticiclones subtropicais é uma zona de altas pressões e portanto de divergência e subsidência do ar, cuja linha média está situada a cerca de 35° de latitude e que corresponde à faixa desértica do hemisfério. Esta zona tem no Atlântico a designação local de anticiclone dos Açores. A norte da zona dos anticiclones subtropicais encontra-se a zona das depressões subpolares cuja linha média está situada a cerca de 60° de latitude.

A posição da zona dos anticiclones sub-tropicais e da zona das depressões sub-polares não é fixa. A transição entre as duas zonas corresponde à frente polar do Atlântico e separa, à superfície, as massas de ar polar continental, das massas de ar tropical marítimo. A frente polar do Atlântico tem uma migração periódica anual para o lado do polo no Verão e para o lado do equador no Inverno, atingindo nesta época o território de Portugal continental.

Daqui resulta que durante o Inverno o território está sob a influência das depressões subpolares, com mudanças de tempo frequentes e erráticas, provocadas pela passagem de depressões. Em determinadas situações, o anticiclone dos Açores desloca-se para sudeste permitindo que as frentes frias penetrem na Península Ibérica pelo quadrante W-N. A passagem das superfícies frontais dissipa as circulações de mesoscala que se poderiam eventualmente formar sobre Portugal.

No entanto, o anticlone dos Açores não é estacionário e localiza-se por vezes, mais a Norte ou a Oeste da sua posição mais habitual. Ocasionalmente, mesmo durante o Inverno, Portugal continental poderá estar assim, sob a influência do anticiclone dos Açores, com ar tropical marítimo substituído por ar polar continental quente e seco. Nestas condições, pode formar-se uma crista de altas pressões sobre a Península Ibérica, que impede a penetração das frentes, e permite a formação de circulações de mesoscala importantes.

Ocorre outra situação sinóptica interessante quando se estabelece um anticiclone centrado sobre a Europa Central que se estende para sudoeste até à Península Ibérica. Do ponto de vista da mesoscala, este tipo sinóptico é equivalente ao anterior, originando condições estáveis e circulação fraca. Apesar de não serem dominantes durante o Inverno, estas situações podem ocorrer e manterem-se durante vários dias consecutivos (Ferreira, 1954; Paricio e Nadal, 1979).

Durante o Verão, Portugal continental está principalmente sob a influência do anticiclone dos Açores e da depressão de origem térmica que se forma sobre a Península Ibérica nos meses quentes do ano, com ar quente e seco, quer de origem continental, quer tropical marítimo continentalizado. A depressão térmica Ibérica pode ser considerada como uma extensão diurna da depressão semi-permanente africana que permanece nas regiões do Atlas e do Magrebe desde o fim do Inverno até ao Outono. Em condições propícias torna-se uma característica semi-permanente dos processos meteorológicos ibéricos, formando-se um centro de baixas pressões à escala peninsular, bem definido e com uma evolução diurna nítida. A depressão térmica forma-se nos planaltos áridos e secos do interior da Península e pode apresentar mais do que um centro (Millan et al., 1992).

Deste modo, o tipo de circulação sinóptica mais frequente na Península Ibérica, durante o Verão, é caracterizada pela quase inexistência de gradientes de pressão de origem sinóptica (Nadal, 1980). Este tipo de circulação, por vezes denominado de "pantano barométrico", forma-se em cerca de 70 % dos dias de Verão (Ferreira, 1984) e está associado a ventos fracos na baixa troposfera, céu limpo, temperaturas máximas elevadas e baixa precipitação. Após as primeiras chuvas intensas que ocorrem no fim do Verão, início do Outono, este sistema deixa de formar-se.

2.2.2.2 A circulação atmosférica à escala da Península Ibérica

A Península Ibérica apresenta algumas características únicas em termos do continente europeu, que se reflectem nas circulações de mesoscala (Millan et al, 1992):

- trata-se de uma planalto que funciona como uma barreira entre o Oceano Atlântico e o Mar Mediterrâneo;
- trata-se de uma região semi-árida, com variações sazonais da cobertura dos solos significativas;
- durante o Verão encontra-se sob condições meteorológicas sub-tropicais;
- apresenta dimensões sub-continentais.

Como se referiu anteriormente, estas características permitem o aparecimento de um centro de baixas pressões à escala peninsular. O escoamento atmosférico que se gera sob a acção desta depressão térmica ibérica é a combinação de vários sistemas de circulação de origem térmica que se conjugam numa circulação organizada à escala da Península (Millan et al., 1992). A conjugação da vários sub-sistemas de circulação atmosférica foi encontrada também em estudos de campo realizados no Japão (Kurita et al., 1990). Este autores descrevem em detalhe, como é que em condições de vento sinóptico fraco, os vários sistemas de circulação local (brisas de mar e de terra, ventos de vale e declive) que se formam na ilha principal do Japão, se intensificam, dando origem a uma circulação de grande escala (Figura 2-7).

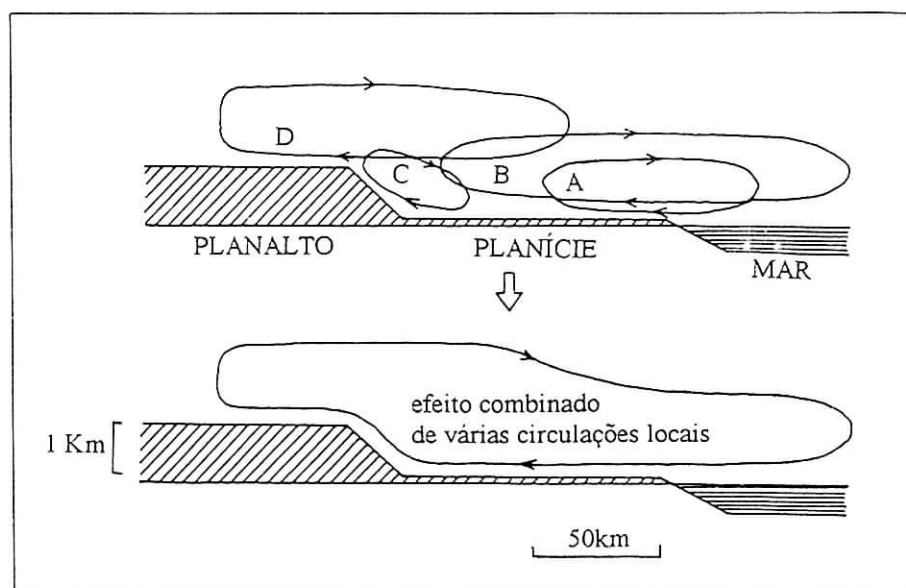


Figura 2-7 Diagrama esquemático da conjugação de diversos sistemas de circulação local (A, B, C e D), dando origem a um sistema de grande escala dirigido para a depressão térmica. Adaptado de Kurita et al. (1990).

Algo de semelhante deverá ocorrer na Península Ibérica. Segundo Millan et al. (1992) no início da manhã a subsidência predomina em toda a região devido à relaxação da depressão térmica ibérica durante a noite. Após o nascer-do-Sol, desenvolvem-se diversas circulações independentes de escala local (brisas de mar, escoamentos ascensionais). Durante o dia, com a acção crescente da radiação solar, as brisas de mar aumentam de intensidade, à custa da

incorporação dos escoamentos ascencionais e de outras células de circulação de menores dimensões, criando um sistema de circulação de dimensão crescente. As frentes superficiais de progridem radialmente para o interior da península, a partir da costa, podendo ser canalizadas através de passagens naturais, de altitude inferior a 800-1000 m para a Meseta Ibérica ou serem incorporadas em injeções orográficas e nos correspondentes escoamentos de retorno, se forçados a ultrapassar cadeias montanhosas superiores a 1200-1500 m. Os resultados apresentados por Millan et al. (1992) podem ser sumarizados no modelo conceptual apresentado na Figura 2-8.

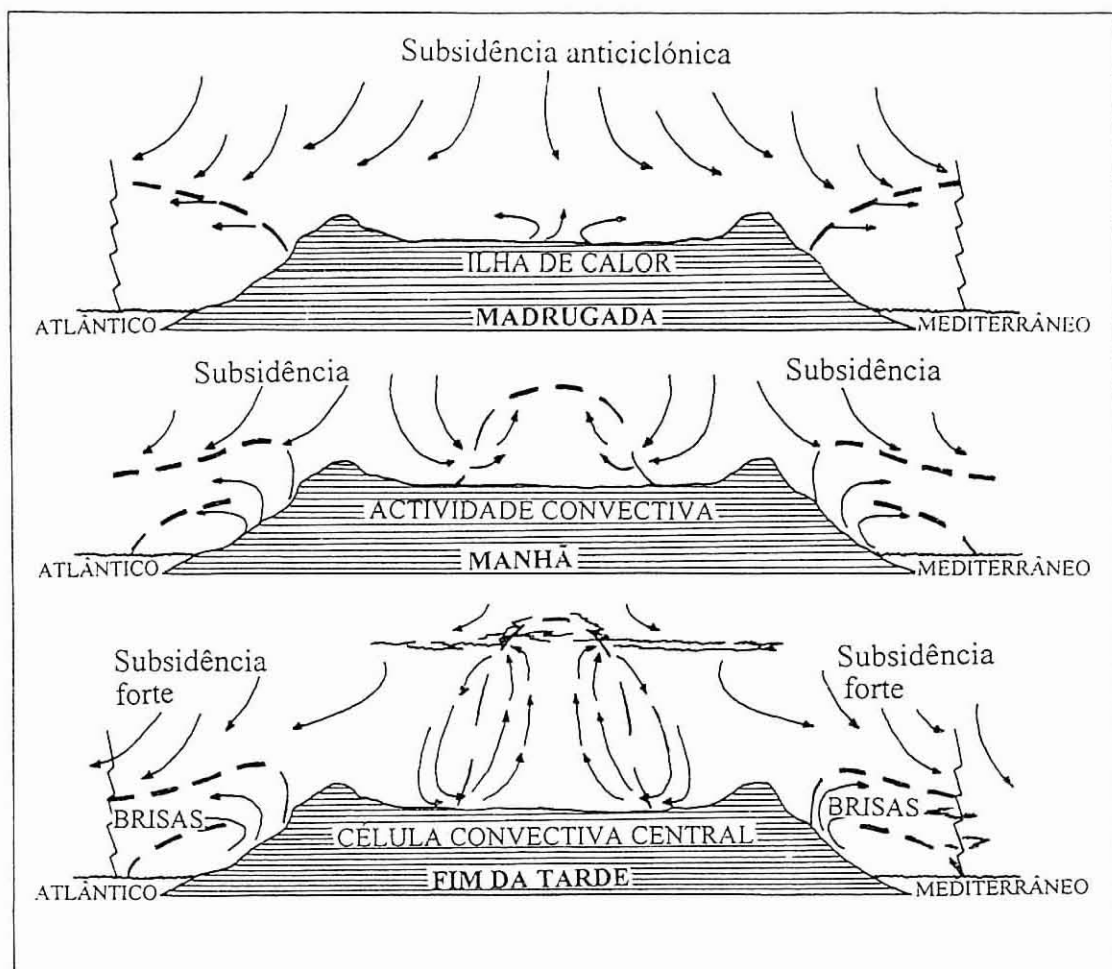


Figura 2-8 Corte esquemático vertical da circulação atmosférica sobre a Península Ibérica num dia típico de Verão. Adaptado de Millan et al. (1992).

Baseado num conjunto extenso de dados meteorológicos e de registos superficiais de qualidade do ar, assim como em resultados de medições na vertical, Millan sugere a existência de três células principais de circulação, visíveis num corte vertical da Península Ibérica no sentido Este-Oeste (Figura 2-8). A primeira célula, localizada na costa mediterrânica da

Península, foi confirmada experimentalmente através da análise do perfil de concentração de ozono, e consiste numa célula costeira que combina a brisa de mar e os escoamentos orográficos ascensionais, tendo uma extensão máxima de 150 km. A segunda célula (central), localiza-se aproximadamente no centro da Meseta Ibérica, sobre a região de Madrid. Uma terceira célula, com um tipo de circulação costeiro e simétrica à célula mediterrânica, deverá ser esperada sobre a costa Atlântica e sobre Portugal. Estas células estão separadas por áreas de subsidência, que transportam ar mais limpo.

No sentido Norte-Sul, de Bilbao para Madrid, Millan et al. (1992) observou uma estrutura semelhante, com uma célula costeira na costa Norte e uma célula central sobre Madrid. A existência de uma célula costeira complementar no Sul da Península Ibérica, apesar de muito provável, não foi ainda documentada.

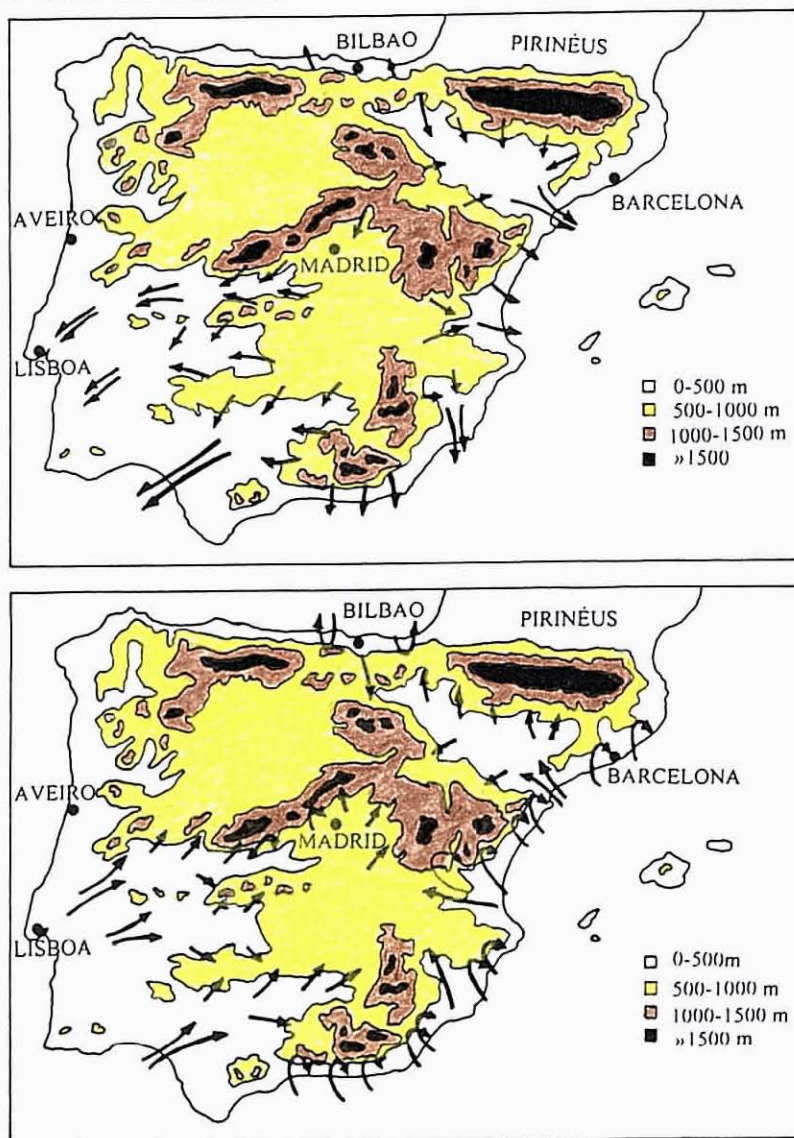


Figura 2-9 Estrutura horizontal da circulação atmosférica sobre a Península Ibérica num dia típico de Verão. Adaptado de Millan et al. (1992).

A Figura 2-9 apresenta uma perspectiva horizontal do modelo conceptual desenvolvido por Millan et al. (1992). Esta perspectiva complementa o modelo da estrutura vertical, relacionando-o com as características orográficas mais significativas. Estes autores sugerem que numa parte importante da Península Ibérica, a penetração das brisas costeiras estaria limitada pela existência de cadeias montanhosas próximas da linha de costa. Durante a noite, os escoamentos de origem gravítica predominariam ao longo dos grandes vales abertos para o mar (rios Ebro, Tejo e Guadalquivir). Durante o dia, estes mesmos vales servem de vias preferenciais de penetração das células de circulação costeira.

O modelo conceptual apresentado, resultante da combinação de sistemas de circulação de várias escalas, depende localmente da topografia, nomeadamente da magnitude do relevo, da orientação das vertentes e da cobertura do solo. Assim, a estrutura ideal apresentada nas Figuras 2-8 e 2-9 poderá estar fortemente distorcida pela sobreposição de efeitos locais.

2.2.2.3 Estudos realizados em Portugal

Apesar das brisas costeiras terem um papel particularmente importante na definição da circulação atmosférica estival da costa Oeste portuguesa, os investigadores nacionais só se debruçaram sobre esta questão durante a ultima década. Entre os estudos publicados salienta-se o trabalho produzido por Denise Ferreira em 1984, sobre a análise das “causas dinâmicas da persistência de ventos do sector norte na costa ocidental da Península Ibérica durante a época quente”.

Segundo esta autora, os ventos que ocorrem na costa ocidental de Portugal, podem variar consideravelmente, em intensidade e duração em função das condições geográficas locais, mas pouco em direcção, pois acabam por adquirir uma componente predominante Norte, reforçando o fluxo geral. A interacção com a circulação regional complica o esquema diurno de ventilação, de tal modo que se torna por vezes impossível distinguir claramente qual o efeito directo das brisas.

Devido ao aquecimento rápido do continente durante a manhã, gera-se um gradiente de temperaturas ao longo da costa portuguesa. Um mapa das isotérmicas da média das máximas no Alentejo Meridional e Algarve apresentado na Figura 2-10 e elaborado por Cunha (1957), para o mês de Julho, mostra de forma clara a amplitude do contraste térmico ao longo da costa.

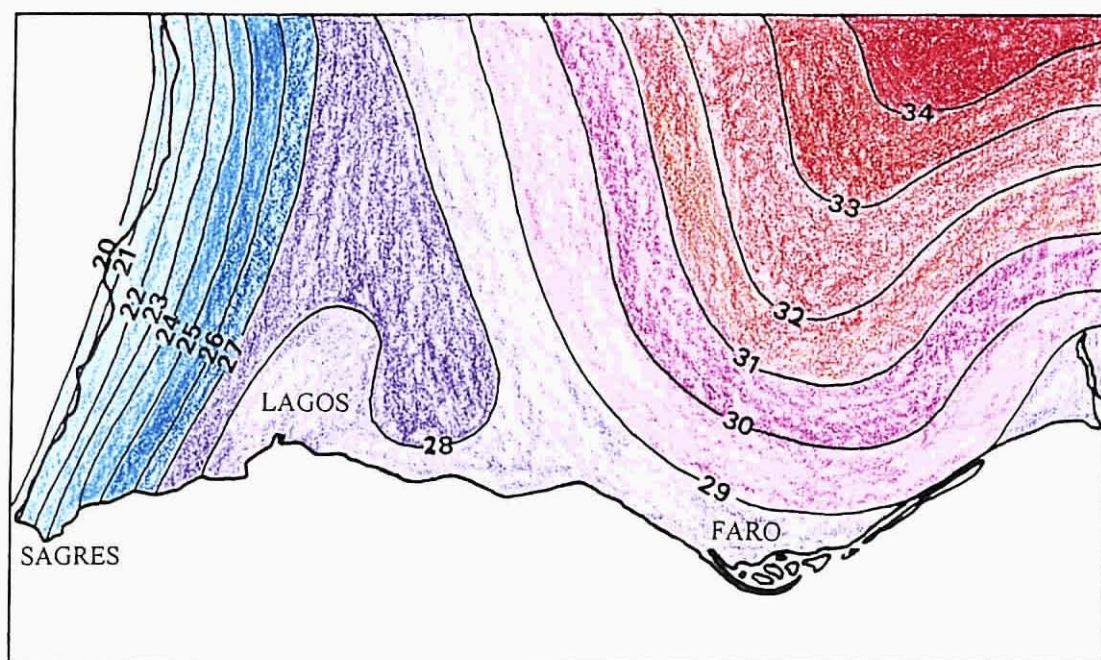


Figura 2-10 Isotérmicas da média das temperaturas máximas em Julho no Baixo Alentejo e Algarve. Adaptado a partir de Ferreira (1984).

Segundo Ferreira (1984), uma diferença superior a 15 °C, entre a temperatura do ar em Sines e Beja é relativamente comum, durante a tarde dos dias de Verão. Esta diferença de temperaturas provoca, ao fim da tarde, uma diferença de pressões entre as duas localidades de cerca 3 a 4 mb. A conjugação de um aquecimento intenso do interior do país, com a ascensão de água fria junto à costa leva à formação de um gradiente térmico, e consequentemente de um gradiente de pressões, favorável à circulação de brisa. Na maioria das ocasiões, este gradiente de pressões costeiro joga no mesmo sentido que o gradiente geostrófico, reforçando-o. O que se passa entre Beja e Sines não é um facto isolado na costa portuguesa. Quando o esquema regional de pressões, associado à depressão térmica ibérica desenvolve isobáricas paralelas à costa, qualquer diferença posterior de pressões entre a terra e o oceano, tem unicamente como consequência desviar ligeiramente a direcção do vento, em direcção ao continente.

A inversão do gradiente de temperatura terra-mar durante a noite, não ocorre com grande frequência, dada a inércia térmica das águas frias que sobem das profundidades. O arrefecimento nocturno da planície alentejana é travado pela forte acumulação, durante o dia, de calor sensível. Assim, durante a noite, o gradiente térmico terra-mar, apresenta um sentido semelhante ao do dia. A brisa de mar é, de longe, a mais bem definida, e a sua permanência duradoura submete-a ao efeito da força de Coriolis. Soprando inicialmente do mar para o continente, com uma componente oeste, acaba por ser desviada durante a tarde no sentido do ponteiro dos relógios, desenvolvendo-se quase paralelamente à costa.

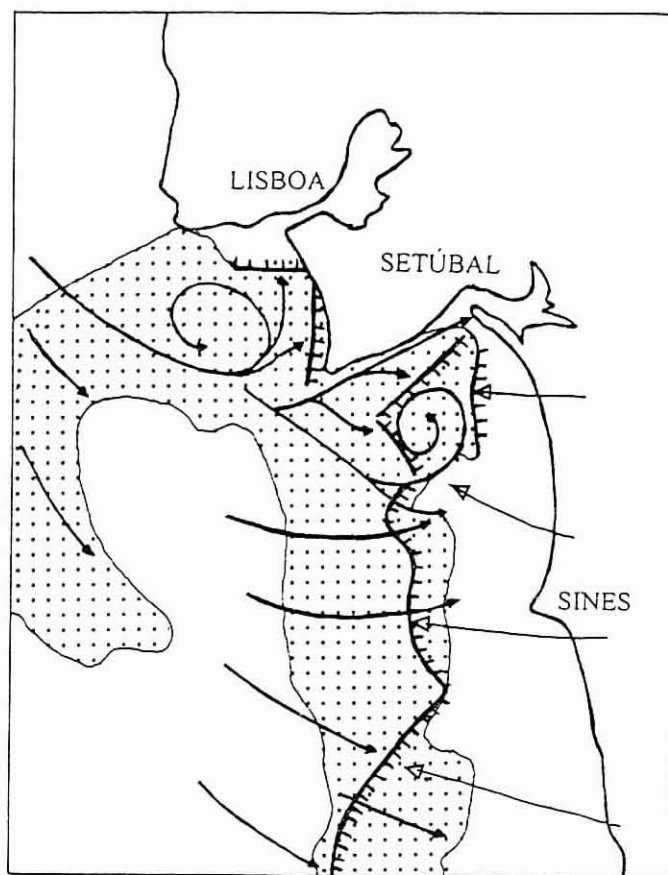


Figura 2-11 O sistema de brisas no litoral português, a 25 de Agosto de 1972. (Área pontilhada: zona de stratus e strato-cumulus; |||| : frente de brisa). Adaptado de Ferreira (1984).

Ferreira (1984) sugere que a orientação da orografia costeira favorece a canalização, fazendo com que a brisa não penetre a mais de 10 a 15 km da costa. Forma-se assim, uma banda costeira muito ventosa. Por vezes, a acumulação de calor é de tal ordem, que o gradiente de pressões em vez de se formar sobre a linha de costa, forma-se alguns quilómetros ao largo. O “sopro” proveniente da Península sobre-aquecida e o ar marítimo encontram-se ao largo, formando-se uma verdadeira frente acompanhada de nuvens (ver Figura 2-11). Esta frente de brisa evolui de seguida em direcção à linha de costa. Só quando a emissão de calor sobre o continente diminui é que a brisa de mar se aproxima da costa, penetrando nas planícies litorais. A sua aproximação é marcada por uma aceleração repentina do vento, rotação para Norte e Noroeste, rajadas, variações de temperatura e de humidade. Estas condições são praticamente permanentes entre os meses de Julho e Setembro.

No caso do Norte de Portugal, o estudo de Ferreira (1984) refere que as condições meteorológicas estivais permitem ventos de Norte e Noroeste, embora existam períodos de vento variáveis. As montanhas costeiras, não propiciam o crescimento de um gradiente térmico costeiro uniforme. O calor distribui-se em “ilhas”, no interior de vales e bacias. As brisas de

mar não são canalizadas ao longo do litoral, conjugando-se às brisas de vale, e penetrando mais profundamente no continente. No vale do Lima, existe evidência do transporte de efluentes gasosos emitidos em Viana de Castelo até Ponte de Lima, situada a 30 km da costa. O ar marítimo penetra amplamente no litoral, reduzindo a temperatura do ar e transportando humidade. Posteriormente este ar, provocará nevoeiros nocturnos que se prolongam durante a manhã.

Outra fonte interessante de informação para o estudo das brisas costeiras em Portugal consiste nas campanhas observacionais de prospecção da baixa troposfera realizadas pelo Instituto de Meteorologia em diversas localidades da costa portuguesa. As campanhas de prospecção, realizadas em Leirosa - Figueira da Foz (1989), Sines (1990) e S.Jacinto - Aveiro (1991), tiveram como objectivo o estudo do escoamento junto à linha de costa. O equipamento utilizado foi instalado muito próximo do mar, entre 20 a 200 m da linha de maré. O equipamento consistia numa torre meteorológica, um sondador acústico e realização de sondagens aerológicas e de diversas observações superficiais.

Em 1993, realizou-se no leste algarvio, uma campanha de prospecção, onde se efectuaram medições em dois pontos distintos: instalou-se um posto de monitorização sobre a praia, e outro a 10-15 km da linha de costa.

Os resultados adquiridos nestas campanhas permitiram individualizar as características principais das brisas costeiras na costa Ocidental portuguesa (Carvalho e Prior, 1994). Segundo estes autores, a brisa costeira desenvolve-se a partir do meio da manhã, atingindo o máximo de intensidade, ao fim da tarde, com uma espessura máxima de cerca 1000 m. A velocidade máxima de vento mais observada é da ordem de $5-7 \text{ m.s}^{-1}$ à altitude de 400-600 m.

A característica principal da estrutura térmica da baixa troposfera consiste na ocorrência de uma inversão de subsidência forte, localizada abaixo dos 1500 m, e frequentemente abaixo dos 800 m. Esta inversão tem uma espessura entre 100 e 400 m. Outra característica interessante é a observação de três ou mais camadas de inversão abaixo dos 2000 m. Estas camadas poderão resultar de fenómenos de recirculação que se formam durante vários dias consecutivos. Durante o dia, sobre a terra, o perfil vertical de temperatura, na camada superficial abaixo da primeira inversão de subsidência é praticamente um perfil adiabático seco, ou mesmo, superadiabático nos primeiros 100 a 200 m, como consequência do aquecimento intenso do solo. Os gradientes horizontais de temperatura à superfície, ao longo da costa do centro de Portugal, durante as manhãs de Verão, são bastante fracos, sendo inferiores a $0.5 \text{ }^{\circ}\text{C} / 10 \text{ km}$, crescendo durante a tarde para $5 \text{ }^{\circ}\text{C} / 10 \text{ km}$ ou mais.

2.3 Efeitos na Qualidade do Ar

Durante os últimos 25 anos tornou-se evidente que as brisas têm efeitos profundos na distribuição dos poluentes atmosféricos das regiões costeiras (Lyons e Olsson, 1973; Lyons e Cole, 1976). Os efeitos das brisas costeiras sobre os padrões de dispersão dos poluentes atmosféricos são diversificados e a sua interacção com o escoamento sinóptico bastante complexa. No entanto, é possível subdividir o impacto desta circulação atmosférica de mesoscala, em dois efeitos distintos: por um lado, a brisa provoca uma mistura acrescida das massas de ar, devida à ventilação associada à intrusão de ar marítimo e por outro, pode provocar a recirculação potencial de poluentes atmosféricos. A importância e conjugação destas duas facetas dependem das características morfológicas da região e das condições meteorológicas consideradas.

A capacidade de ventilação acrescida, associada às brisas costeiras foi analisada em detalhe para um episódio de poluição fotoquímica ocorrido em Los Angeles (Blumenthal et al., 1978). Entre 24 e 26 de Julho de 1973, a região de Los Angeles sofreu um episódio de smog fotoquímico, atingindo-se concentrações máximas de 630 partes por bilião (ppb) de ozono! Nestes dias, as condições meteorológicas eram tipicamente estivais, e a camada de mistura encontrava-se fortemente limitada por uma inversão térmica durante a manhã. A partir das 13 horas, estabeleceu-se uma brisa de mar confinada a uma camada superficial, que atingia toda a bacia de Los Angeles. Na camada superior, acumulavam-se teores elevados de reagentes primários, que tinham as condições necessárias para reagir fotoquimicamente, produzindo O_3 . O ozono encontrava-se protegido da acção depletiva das emissões superficiais de NO.

Na zona costeira, onde se localizam as principais fontes emissoras de Los Angeles, as concentrações começaram a descer à medida que a atmosfera estagnada matinal se misturava com ar de origem marítima, transportado pela brisa. A penetração do ar marítimo era acompanhada de um aumento significativo da visibilidade e a frente da brisa marcada por fortes gradientes de concentração dos poluentes secundários. A passagem da frente de brisa podia ser seguida a nível superficial, através dos registos de concentração de oxidantes observando-se uma diminuição para metade num período de cerca de 2 horas (Figura 2-12).

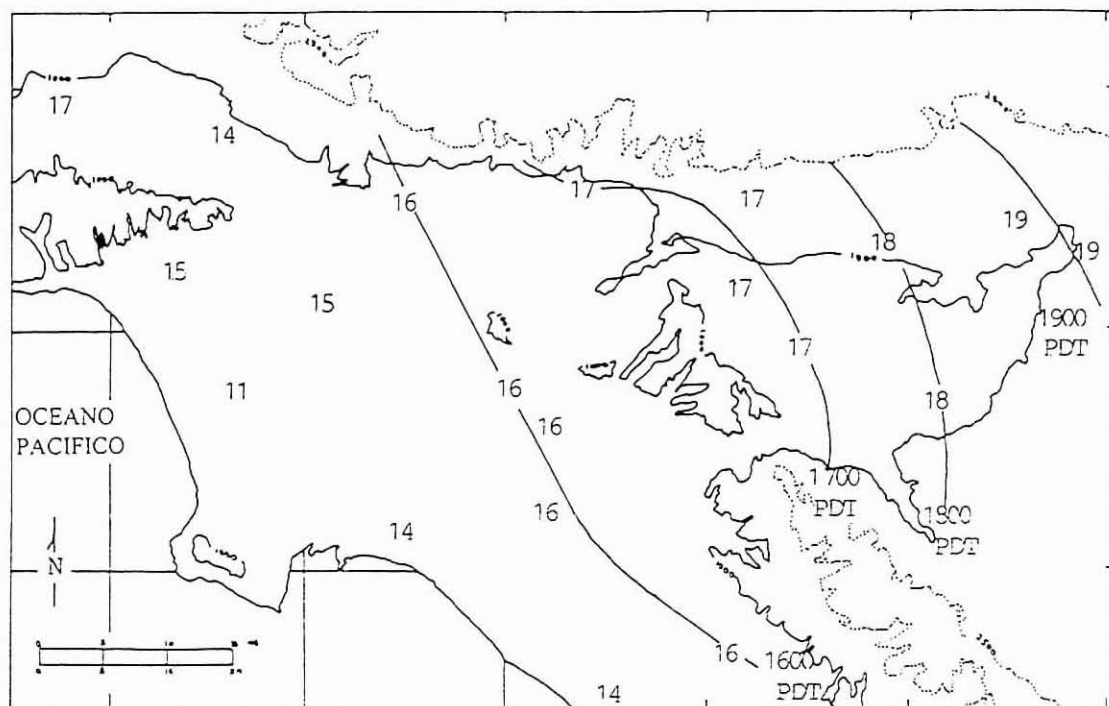


Figura 2-12 Tempo de passagem da frente de brisa. Representa-se a hora em que a concentração média horária de oxidantes à superfície diminui para metade num período de 2 horas (PDT: hora local). Adaptado de Blumenthal et al. (1978).

No entanto, o efeito da brisa de mar sobre a qualidade do ar nem sempre é benéfico. A existência de camadas quimicamente diferenciadas, aliada a circulações atmosféricas com alternância mar-terra, pode provocar a recirculação de uma massa de ar cada vez mais poluída sobre uma determinada região. Por outro lado, como já se referiu, quando a linha de costa apresenta uma forma irregular, pode ocorrer o encontro de várias frentes de brisa, formando-se zonas de intensa convergência de ar poluído (Atkinson, 1981). A mistura de poluentes primários com outros poluentes de origem e idade diferente, promovida deste modo pela acção das brisas costeiras, favorece a produção de poluentes fotoquímicos. Não se deverá esquecer que o aquecimento térmico diferenciado mar-terra, indutor da circulação costeira, exige uma forte insolação, que é também ideal para a produção fotoquímica. Assim, a interacção entre o fenómeno das brisas costeiras e a poluição fotoquímica é corrente, porque as condições meteorológicas necessárias ao seu aparecimento são coincidentes.

Quando ocorre recirculação de poluentes, as emissões do tráfego automóvel matinal, transportadas para o mar pela brisa de terra, durante a noite, regressam através da brisa de mar (Lyons e Cole, 1976). Devido à camada limite interna gerada pela variação da rugosidade superficial na linha costeira, o efeito da recirculação só deverá ser observado a nível superficial a 3-5 km da costa. Em Atenas, a análise das trajectórias superficiais do vento indicam que os

poluentes emitidos na zona central da cidade às 6 horas da manhã, regressam por volta das 11 horas (Lalas et al., 1978).

As brisas costeiras têm um papel significativo na definição da extensão e das variações diurnas da poluição fotoquímica em Atenas (Gusten et al., 1988). Devido à topografia da região, a brisa marítima transporta massas de ar marítimo através do centro da cidade até ao Norte. Parte dessa massa de ar é apanhada pelo escoamento de retorno em altitude, sendo retransportada para o mar. Este processo advectivo de mesoscala, conjugado com o efeito das brisas de terra nocturnas, leva até à cidade massas de ar marítimo com características tipicamente urbanas. As massas de ar contendo NO e hidrocarbonetos não-queimados, encontram sobre o mar condições com transporte vertical reduzido, ideais para a formação de concentrações de O₃ elevadas.

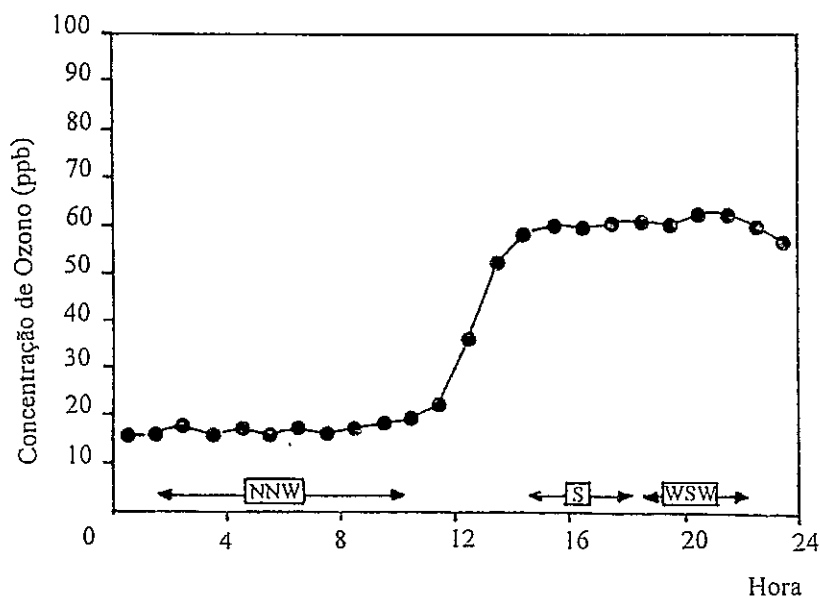


Figura 2-13 Variação diurna da concentração de ozono em Kastella (Atenas) a 1 de Agosto de 1982. Indica-se também a variação do vento de N-NW para S-WSW. Adaptado a partir de Gunsten et al. (1988).

A evolução da concentração de ozono medida em Kastella, próximo de Atenas, junto à costa, em 1 de Agosto de 1984 (Gunsten et al., 1988) evidencia este mecanismo de transporte (Figura 2-13). Durante a noite do dia 31 de Julho e a manhã de 1 de Agosto, as emissões da cidade eram transportadas para o mar com o escoamento sinóptico e as concentrações em Kastella eram baixas. Às 12 horas o vento rodou de N-NW para S-SW e os poluentes que se tinham mantido sobre o mar, em condições de estabilidade propícias para a formação de poluentes secundários, eram retransportados para a cidade. As concentrações de O₃ em Kastella atingiram, repentinamente os 65 ppb.

Estes estudos permitiram concluir que nos dias em que ocorrem brisas costeiras em Atenas, o vento nocturno é fraco e consequentemente, as concentrações durante a noite serão controladas pela estrutura vertical da atmosfera (Lalas et al., 1988). A existência de múltiplas camadas de inversão durante a noite, provocam oscilações dinâmicas, que se reflectem nas concentrações de poluentes ao nível do solo.

Estudos realizados em Tel-Aviv (Steinberger e Ganor, 1980), sugerem que o aparecimento de concentrações relativamente elevadas de ozono durante a noite (> 30 ppb) sejam motivadas pela existência de inversões de baixa altitude. O regime de brisas é particularmente favorável à formação de uma atmosfera com várias camadas, pois os padrões de vento variam substancialmente em altitude, coexistindo massas de ar de origem diferenciada, que sofrem transformações e processos diferentes ao longo da sua trajectória.

Steinberger e Ganor (1980) salientam que com o início da insolação e o aumento do tráfego automóvel, ocorre um aumento brusco dos teores de NO , CO e mesmo SO_2 . Os níveis elevados destes poluentes mantêm-se durante 2 a 3 horas, até às 8-10 horas da manhã. Posteriormente os teores destes poluentes reduzem-se de novo, devido à elevação do nível de inversão radiactiva e o aumento da camada de mistura. Durante os 15 a 30 minutos em que ocorre a passagem da frente de brisa, não se verifica uma variação substancial das concentrações da maioria dos poluentes. Excepção para o caso do NO_2 , cujo valor de pico está associado à passagem da zona de convergência, correspondente à frente de brisa.

Estudos realizados na costa Leste espanhola (Martin et al., 1991) permitem justificar o aparecimento deste valor de pico de NO_2 . A sua ocorrência exigirá NO e O_3 das camadas mais elevadas, disponível por transporte convectivo. Estas condições são atingidas um pouco antes da transição matinal.

A região metropolitana de Tóquio tem sido outra das zonas onde se tem efectuado uma investigação intensa acerca dos efeitos das brisas costeiras na dispersão dos poluentes atmosféricos. A topografia da região é bastante complicada, originando campos de ventos muito complexos. Este facto dificulta a compreensão das relações existentes entre as emissões dos poluentes primários e os padrões de distribuição de ozono observados (Wakamatsu et al., 1988). A situação torna-se particularmente complexa quando ocorrem gradientes de pressão muito fracos, estabelecendo-se vários sistemas de circulação de brisa, devidos às irregularidades da linha costeira (Wakamatsu et al., 1990).

Nesta cidade, em condições de estagnação meteorológica, observam-se concentrações de ozono elevadas de manhã perto da costa. O avanço da camada de brisa transporta para o interior as massas de ar ricas em ozono, havendo um aumento do seu teor ao longo do dia. No entanto, uma inversão térmica de origem radiativa, que persiste até às primeiras horas do dia, impede a dispersão imediata dos poluentes primários emitidos na zona costeira de Tóquio. Normalmente, a um nível imediatamente superior à inversão, observam-se concentrações elevadas de O_3 e de poluentes secundários, transportados pela brisa de terra nocturna. No dia seguinte estes poluentes envelhecidos são incorporados na camada de mistura à medida que o nível da inversão se eleva, acelerando a produção de poluentes secundários. Mais tarde, ao iniciar-se a brisa de mar, geram-se níveis elevados de ozono. Na região de forte convergência, correspondente à frente de brisa, o NO_2 e o O_3 são transportados para a camada superior, reiniciando-se o ciclo. Quando as condições sinópticas o permitem, este ciclo pode repetir-se durante vários dias consecutivos (Uno et al., 1984).

Os estudos realizados no Japão permitem concluir existir uma grande semelhança entre os padrões de penetração da brisa marítima e os teores de oxidantes ao nível do solo. Ao contrário de Los Angeles, onde a brisa transporta ar limpo, tanto na região de Tóquio como em Atenas, a brisa recircula poluentes secundários provocando teores de O_3 elevados.

2.4. Simulação da Mesoscala Meteorológica

Tal como se referiu no ponto anterior, os fenómenos de circulação atmosférica de mesoscala podem ter um papel preponderante no transporte dos poluentes atmosféricos e estar na origem de episódios críticos de poluição. A modelação dos fenómenos meteorológicos de mesoscala é, assim, uma ferramenta indispensável ao estudo da poluição atmosférica, quer como fonte de informação e conhecimento sobre os fenómenos propriamente ditos, quer como fonte de dados de entrada necessários à execução dos modelos de dispersão mais sofisticados.

Os modelos de simulação podem ser físicos (por exemplo, usando túneis de vento) ou matemáticos. Os modelos matemáticos podem ser subdivididos em:

- analíticos: em que se obtêm as soluções analíticas exactas de equações simplificadas;
- numéricos: nos quais se encontram soluções numéricas aproximadas através de técnicas de integração numérica.

Alguns modelos numéricos baseiam-se na análise objectiva dos dados meteorológicos disponíveis. Obtêm-se assim campos meteorológicos tridimensionais através da interpolação e extrapolação das medições meteorológicas. Este tipo de modelos denomina-se de diagnóstico, pois não pode ser usado na previsão da evolução meteorológica, fornecendo simplesmente uma estimativa da situação.

Por outro lado, existem os modelos de prognóstico que são usados na previsão da evolução temporal do comportamento da atmosfera, através da integração, no espaço e no tempo, das equações da conservação da massa, calor, quantidade de movimento, água e, se necessário, outras substâncias como gases e aerossóis.

2.4.1 Modelos físicos

A simulação de escoamentos atmosféricos de mesoscala, através da modelação física, utiliza réplicas à escala da região em estudo. Estes modelos à escala, nos quais se investe fortemente na reprodução das características térmicas da superfície, são utilizados em túneis de vento ou em tanques hidráulicos. As características do escoamento, assim como a estratificação térmica do fluido em análise, são ajustadas, de modo a serem o mais semelhantes às condições atmosféricas observadas. A equivalência completa do modelo laboratorial e do escoamento atmosférico protótipo, requiere a semelhança geométrica, cinética, dinâmica e térmica. Adicionalmente, as condições fronteira, a juzante e a montante, assim como à superfície e no topo do modelo físico deverão ser próximas das condições existentes nas fronteiras do domínio atmosférico em estudo.

2.4.1.1 Exemplos de aplicação

Dos trabalhos pioneiros de simulação laboratorial do escoamento atmosférico sobre terreno com aquecimento diferenciado, salienta-se a simulação do escoamento atmosférico num local costeiro e das correspondentes características dispersivas, desenvolvidas por Meroney et al. (1975). Este trabalho incidia sobre a simulação do comportamento do penacho emitido por uma central termo-eléctrica instalada sobre a linha de costa do Lago Erie, em Ohio. Através do aquecimento e arrefecimento alternado da base da secção de ensaios, foi possível reproduzir a camada limite térmica interna. Durante o mesmo período, Ogawa et al. (1975) simulava os padrões de fraca dispersão associados às brisas costeiras.

Briatore et al. (1980) apresentou a comparação entre as circulações atmosféricas observadas numa região costeira complexa e os escoamentos correspondentes desenvolvidos num modelo

hidráulico estratificado. O escoamento de brisa foi reproduzido pela injeção de soluções salinas no fundo do modelo. Estes investigadores concluíram que as técnicas de modelação física podem ser utilizadas em estudos de planeamento de regiões de grande complexidade topográfica.

2.4.1.2 Gama de operação

Através de observações de brisas costeiras sabe-se que a gama de velocidade do vento situa-se entre $0,5$ e 12 m.s^{-1} , a gama de temperatura entre 5 e 35°C e o diferencial de temperaturas mar-terra entre 1 e 15°C . Limitações práticas, associadas às características dos túneis de vento com escoamento estratificado e à instrumentação de medição empregue, impõem determinadas restrições à sua gama de aplicação. Para assegurar medições de confiança, estacionaridade do escoamento e custos de operação moderados é necessário limitar a aplicação dos túneis meteorológicos a velocidades superiores a $0,5 \text{ m.s}^{-1}$, temperaturas inferiores a 100°C e fluxos de calor inferiores a 50 W.m^{-2} .

Combinando as condicionantes de semelhança com estes limites práticos e as condições atmosféricas típicas das brisas costeiras, é possível identificar a gama operativa dos túneis de vento e os cenários de simulação razoáveis. Nesta perspectiva a simulação de brisas costeiras em túnel de vento deverá ficar limitada à seguinte gama operativa:

$$\begin{aligned} 2 \text{ m.s}^{-1} &< \text{velocidade} < 15 \text{ m.s}^{-1}, \\ 5^\circ\text{C} &< \text{temperatura} < 35^\circ\text{C}, \\ \text{diferencial de temperatura mar-terra} &< 15^\circ\text{C}, \end{aligned}$$

com escalas de comprimento entre $1:200$ e $1:1000$ (Avisar et al., 1990). Com estas escalas de comprimento, a resolução dos instrumentos laboratoriais de medição de velocidade e turbulência situa-se entre 2 e 10 m .

2.4.2 Modelos matemáticos

Outra perspectiva de análise do problema consiste na utilização de modelos matemáticos para a simulação das circulações atmosféricas de mesoscala. Através da utilização de modelos analíticos lineares (Haurwitz, 1947; Rotunno, 1983; Dalu e Pielke, 1989) tem-se obtido um conhecimento importante deste tipo de circulações. No entanto, é necessário adoptar modelos

numéricos não-lineares para simular escoamentos costeiros complexos, pois o sistema completo de equações de conservação é não-linear e intratável do ponto de vista numérico.

Um tratamento numérico completo das brisas costeiras deverá considerar o gradiente de pressão induzido pela diferença de temperaturas entre o mar e a terra, estratificações atmosféricas, trocas de calor verticais, atrito, a rotação terrestre, as condições sinóticas e a topografia. Os primeiros modelos de simulação (Estoque, 1961; Neumman e Marher, 1971; Walsh, 1974) eram bi-dimensionais e consideravam unicamente linhas de costa rectas e terreno plano. Demonstrou-se, entretanto (Fosberg e Schroeder, 1966; Mahrer e Pielke, 1977), que os padrões de temperatura, humidade e de vento associados às brisas costeiras eram afectados significativamente pelo avanço do ar marítimo e a sua interacção com as formas complexas do terreno.

O estudo do efeito das irregularidades costeiras na estrutura das brisas costeiras foi iniciado com o desenvolvimento de um modelo tri-dimensional (McPherson, 1970). O desenvolvimento de outros modelos deste tipo permitiu finalmente efectuar a simulação de linhas costeiras reais (Pielke, 1974; Segal et al., 1982; Flassak, 1990). Mais recentemente a investigação tem-se centralizado na avaliação do efeito de fenómenos muito concretos, sobre os padrões de circulação costeiros: influência do terreno (McNider e Pielke, 1984), interacção de vários sistemas de brisas adjacentes (Noonan e Smith, 1986), influência da vegetação e humidade do terreno (Segal et al., 1988a) ou a influência do sombreamento provocado pelas nuvens (Segal et al., 1986). Actualmente, tenta-se estabelecer a ligação entre os modelos de mesoscala e esquemas sofisticados de condensação que permitirão prever a cobertura nebulosa e a precipitação na forma de chuva e neve (Cram e Albers, 1994).

Este conhecimento adquirido foi acoplado a módulos dispersivos, permitindo estudar o efeito das brisas costeiras sobre os poluentes atmosféricos emitidos em zonas costeiras (Kitada et al., 1984; Segal et al., 1988b; Moussiopoulou, 1989; Borrego et al., 1994).

2.4.2.1 Equações fundamentais

Os modelos de mesoscala tentam simular o comportamento da atmosfera, prevendo a evolução espacial e temporal do escoamento atmosférico, através da resolução de um sistema de equações que relaciona as diversas variáveis que o caracterizam. As variáveis que descrevem o estado de um fluido, e em particular, a atmosfera, são a massa volúmica, a pressão, a temperatura e a velocidade de cada elemento do fluido. Todos os modelos de mesoscala

pretendem obter a solução destas equações, utilizando mais ou menos suposições e mais ou menos equações complementares (Calbó, 1993).

Na generalidade, os modelos de mesoscala separam cada uma das variáveis em 3 partes:

- uma parte correspondente ao estado-base da atmosfera (em que se descrevem os fenómenos de macroescala),
- uma outra parte correspondente aos fenómenos de mesoscala propriamente dita,
- e uma última parte que corresponde a fenómenos de escala inferior e que não podem ser resolvidos na discretização espacial e/ou temporal utilizada na solução das equações.

Genericamente, as equações base dos movimentos atmosféricos, referidas acima, são as seguintes (Pielke, 1984):

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} = -(\nabla \cdot \rho \mathbf{U}) \quad (2.4.1)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\mathbf{U} \cdot \nabla \theta + Q_\theta \quad (2.4.2)$$

$$\frac{\partial \mathbf{U}}{\partial t} = -\mathbf{U} \cdot \nabla \mathbf{U} - (1/\rho) \nabla p - g\mathbf{k} - 2\boldsymbol{\omega} \times \mathbf{U} \quad (2.4.3)$$

$$\frac{\partial q_n}{\partial t} = -\mathbf{U} \cdot \nabla q_n + Q_{qn} \quad n = 1, 2, 3 \quad (2.4.4)$$

em que:

- ρ = massa volúmica do ar;
- \mathbf{U} = vector velocidade do vento, de componentes (u,v,w);
- θ = temperatura potencial;
- Q_θ = representa as fontes e os sumidouros de calor;
- p = pressão;
- g = aceleração da gravidade;
- $\boldsymbol{\omega}$ = velocidade angular da Terra;
- q_n = massa volúmica da água nos seus vários estados (1=sólido, 2=líquido, 3=vapor);
- Q_{qn} = representa o termo fonte/sumidouro de q_n devido às mudanças de fase e às reacções químicas.

A equação (2.4.1) é a equação da continuidade (ou conservação da massa) e a equação (2.4.2) representa a conservação da energia térmica, supondo que o ar se comporta como um gás ideal e que se encontra em equilíbrio termodinâmico. A equação (2.4.3) é a da conservação da

quantidade de movimento e não inclui as forças internas necessárias para considerar a dissipação de quantidade de movimento devido aos movimentos moleculares. Finalmente, a equação (2.4.4) representa a conservação da água (sólida, líquida ou vapor).

A temperatura potencial é definida por:

$$\theta = T_v (1000/p(\text{em mbar}))^{(R_d/C_p)} \quad (2.4.5)$$

e a temperatura virtual T_v é dada por:

$$T_v = T (1 + 0.61 q_3) \quad (2.4.6)$$

A lei dos gases ideais completa a série de equações:

$$p = \rho R_d T_v \quad (2.4.7)$$

em que: p = pressão;

R_d = constante particular do ar seco ($287 \text{ J.K}^{-1}.\text{kg}^{-1}$)

Estas equações constituem uma série de 11 equações, com 11 variáveis dependentes (ρ , θ , T , T_v , p , u , v , w e q_n) e 4 independentes (\tilde{x} , \tilde{y} , \tilde{z} e t).

Para completar a série de equações, deveriam ainda incluir-se relações de conservação para outras espécies químicas existentes na atmosfera. Contudo, a resolução simultânea das equações meteorológicas e das equações de transporte, difusão, química e deposição é um problema bastante complexo e geralmente assume-se que as concentrações de poluentes atmosféricos primários e secundários não afectam a meteorologia.

Pode-se ser tentado a considerar, que o desenvolvimento de ferramentas computacionais mais poderosas, poderá levar à resolução directa das equações (2.4.1-7), eliminando a necessidade de aplicar simplificações, parameterizações e técnicas sofisticadas de resolução numérica. A resolução directa das equações que caracterizam um escoamento turbulento, obrigaria a utilizar um detalhe espacial que permitisse a representação dos processos dissipativos (Leslie, 1973). Caso contrário, não haveria mecanismos que eliminassem a energia que é continuamente injectada no escoamento. Tendo em consideração este factor, o espaçamento da malha de cálculo, deveria ser de algum modo inferior às dimensões médias do turbilhão mais pequeno.

Leslie (1973) demonstra que, mesmo para o caso aparentemente simples, de um escoamento completamente desenvolvido num canal de paredes paralelas, com um número de Reynolds* de 10^6 , seria necessário utilizar uma rede de 10^{13} células de cálculo! Recorde-se que para a camada superficial da atmosfera, o número de Reynolds é da ordem de 3×10^7 , enquanto que na camada de mistura atmosférica é ainda mais elevado. Adicionalmente, caso fosse possível este nível de discretização, seria necessário utilizar um passo temporal extraordinariamente curto, para assegurar a estabilidade numérica.

Assim, os modelos meteorológicos de prognóstico têm como objectivo a solução das 11 equações referidas após a aplicação de simplificações e modificações. As técnicas de resolução numérica actuais requerem que sejam feitas médias espaciais, sobre volumes em rede, e médias temporais sobre um intervalo computacional Δt , das 11 variáveis e dos termos fonte/sorvedouro.

Para reduzir, modificar ou simplificar as equações também é usual recorrer à análise dimensional. Essa é uma ferramenta importante na identificação e eliminação de termos cuja contribuição poderá ser desprezada relativamente à ordem de grandeza de outros termos, para uma aplicação específica.

Dependendo das suposições efectuadas obter-se-ão várias séries de equações simplificadas. Cada série deverá ser usada com o conhecimento claro das suas limitações físicas relativamente ao grupo original de equações. Cada grupo de equações simplificadas representa um sistema de equações diferenciais parciais não-lineares simultâneas. A não-linearidade é devida à presença do produto de variáveis dependentes e isso é um dos maiores obstáculos à obtenção de soluções analíticas exactas.

Actualmente, os computadores permitem a obtenção de soluções aproximadas, isto é soluções numéricas, de uma série de equações não lineares. Estas soluções numéricas dependem fortemente das condições fronteira iniciais; assim, dever-se-á ter um cuidado especial na inicialização correcta das variáveis meteorológicas e na definição correcta nas fronteiras dos processos físicos dependentes do tempo.

* Número de Reynolds - número adimensional que relaciona as forças de inércia com as forças viscosas. Para uma placa plana, o caso ideal mais próximo do escoamento atmosférico, um escoamento é considerado laminar para números de Reynolds inferiores a $3,2 \times 10^5$ (Schlichting, 1968). Um escoamento com número de Reynolds superior deverá ser considerado como turbulento.

2.4.2.2 Gama de Operação

A resolução da malha numérica utilizada na aplicação de um modelo matemático de mesoscala depende da extensão espacial dos fenómenos considerados. Deve-se ter em conta que os fenómenos de interesse deverão ser representados por, pelo menos, 4 espaçamentos de malha. Ou seja, para representar adequadamente o efeito sobre a mesoscala de um lago interior com dimensões da ordem dos 20 km, dever-se-á utilizar uma resolução mínima de malha de 5 km. Caso contrário, os fenómenos de menor comprimento de onda, poderão não ser representados adequadamente pelos esquemas numéricos (Avissar et al., 1987).

A selecção da resolução da malha, deverá também ser compatível com as suposições físicas efectuadas, no desenvolvimento das equações fundamentais do modelo. Como exemplo, refere-se o trabalho de Martin e Pielke (1983) que demonstraram que a escala horizontal mínima que permite a aplicação da aproximação hidrostática, depende da estabilidade atmosférica. Em condições de instabilidade, a escala mínima é da ordem dos 10 km, enquanto que para condições estáveis, a escala mínima poderá ser da ordem de 1 km. Assim, é necessário compatibilizar o desejo de utilizar uma resolução detalhada, que permita a simulação completa dos fenómenos em análise, com o imperativo de respeitar as suposições efectuadas no desenvolvimento do modelo numérico.

A escolha das dimensões do domínio de simulação é também influenciada por diversas condicionantes contraditórias. A primeira condicionante é óbvia: o domínio deverá ser suficientemente grande para conter a circulação de mesoscala em estudo. As brisas costeiras podem penetrar até 20-50 km da linha de costa, apresentando uma extensão máxima sobre o mar de cerca 100 km (Atkinson, 1981). Assim, o domínio de modelação de uma circulação de brisa costeira deverá ser da ordem de 200 km. No entanto, a maioria dos modelos de mesoscala ignoram a variação espacial horizontal das condições sinópticas. Esta suposição, impõe um limite espacial máximo da ordem dos 1000 km, acima do qual não é razoável considerar homogeneidade horizontal. O limite espacial máximo é também condicionado pelo tipo de sistema de coordenadas utilizado. A simulação através de um sistema de coordenadas rectangulares, carece de sentido, para domínios horizontais superiores a 1000 km.

Uma outra condicionante, que leva à maximização das dimensões do domínio de cálculo, consiste na possibilidade dos resultados serem afectados por ruído ou reflexões, provenientes das fronteiras laterais e/ou do topo do domínio. Assim, dever-se-á tentar manter a circulação atmosférica de interesse, o mais afastada possível das fronteiras do domínio, o que implica um domínio de cálculo o maior possível.

A minimização dos custos computacionais obriga a investir no sentido oposto: o investigador esforçar-se-á para utilizar um domínio o menor possível, com a resolução, o mais grosseira possível, de modo a acelerar a produção de resultados e minimizar a quantidade de informação a arquivar.

Em resumo, conclui-se que a gama de operação dos modelos numéricos de mesoscala encontra-se limitada por 3 factores:

- o número de células de cálculo na horizontal;
- a resolução horizontal necessária para descrever os fenómenos de mesoscala;
- as dimensões do domínio de cálculo.

A Figura 2-14 (Avisar et al., 1987), representa a gama de operação dos modelos matemáticos de mesoscala, tendo em conta, a acção conjugada, destes 3 factores limitantes.

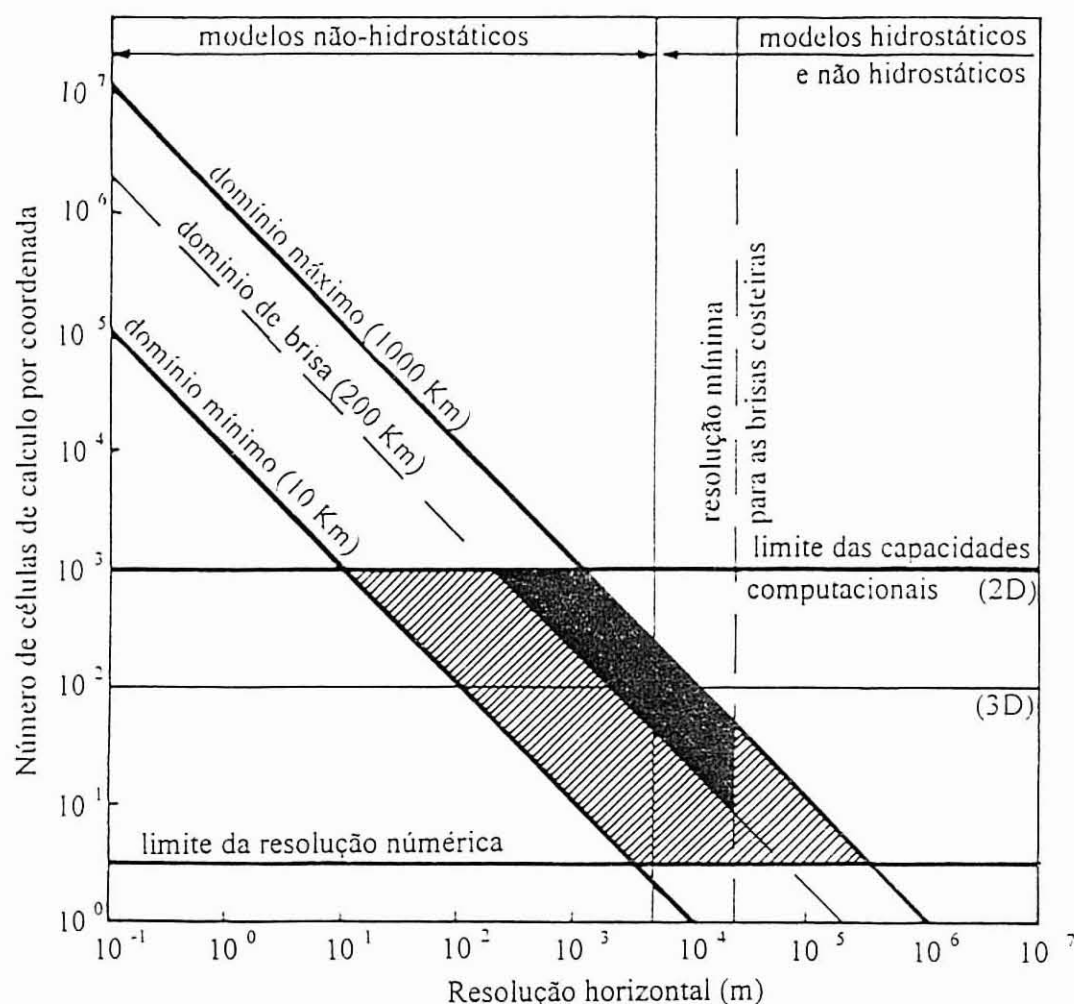


Figura 2-14 Gama de operação dos modelos numéricos de mesoscala para a simulação de sistemas de brisas costeiras. Adaptado de Avisar et al. (1990).

Devido às actuais limitações computacionais, considerou-se um número máximo de 1000 pontos por coordenada num modelo bi-dimensional, e um número máximo de 100 pontos por coordenada num modelo tri-dimensional. Tal como já foi discutido, são necessários, pelo menos 4 células, para resolver adequadamente, qualquer fenómeno atmosférico, por mais pequeno que seja. Estes 3 limites são representados pelas 3 linhas horizontais.

A linha vertical da esquerda da Figura 2-14 delimita o campo de acção dos modelos hidrostáticos. Considerou-se que não se deveria aplicar a aproximação hidrostática para resoluções inferiores a 2 km. A linha vertical da direita representa uma resolução de 20 km, que será a resolução mais grosseira capaz de representar uma circulação de brisa (extensão \approx 80 km).

As 3 linhas diagonais representam a relação entre a resolução da malha e número de pontos necessários para representar a região de interesse. As 3 linhas correspondem a um domínio horizontal mínimo de 10 km, a um domínio de 100 km, capaz de representar uma circulação completa de brisa, e o limite máximo de 1000 km, acima do qual não se pode considerar nem homogeneidade horizontal das condições sinópticas, nem coordenadas rectangulares.

A combinação gráfica destas condicionantes produz o quadrilátero a negro, que representa a gama actual de operação dos modelos bi- e tri-dimensionais, para simulação das brisas costeiras. A área a tracejado, incluindo o trapézio a negro, representa a gama actual de operação dos modelos matemáticos, para simulação de qualquer fenómeno de mesoscala. Finalmente, a área a ponteadado delimita a gama potencial de operação, que depende do desenvolvimento das ferramentas computacionais.

2.5 O Modelo Meso-Meteorológico MEMO

A versão original do modelo de mesoscala MEMO foi desenvolvida pela Universidade de Karlsruhe, Alemanha (Flassak, 1990; Moussiopoulos et al., 1993). Durante os últimos anos, o modelo MEMO foi implementado e utilizado por várias instituições de investigação europeias. O modelo foi aplicado e validado em diversas regiões da Europa incluindo as áreas urbanas de Atenas (Moussiopoulos et al., 1993), Barcelona (Baldasano et al., 1993; Coutinho et al., 1994a), Lisboa (Coutinho et al., 1993; 1994b), Basileia (Megariti, 1994), Graz (Kunz, 1994) e Salónica (Moussiopoulos et al., 1994), assim como a região Sul do Vale do Reno (Schneider e Kessler, 1994).

2.5.1 Formulação do modelo

O modelo de mesoscala MEMO é um modelo de prognóstico que permite descrever a camada limite atmosférica para ar não-saturado. O modelo resolve a equação da continuidade, as equações da quantidade de movimento e várias equações de transporte de escalares, incluindo a equação da energia térmica e, como opções, as equações de transporte do vapor de água, da energia cinética turbulenta e de um poluente passivo. Relativamente a um sistema de coordenadas Cartesianas (\tilde{x} , \tilde{y} e \tilde{z}) as equações apresentam a seguinte forma:

$$\frac{\partial(\rho u)}{\partial t} + \frac{\partial(\rho uu)}{\partial \tilde{x}} + \frac{\partial(\rho vu)}{\partial \tilde{y}} + \frac{\partial(\rho wu)}{\partial \tilde{z}} = -\frac{\partial p'}{\partial \tilde{x}} + R_u + C_u \quad (2.5.1)$$

$$\frac{\partial(\rho v)}{\partial t} + \frac{\partial(\rho uv)}{\partial \tilde{x}} + \frac{\partial(\rho vv)}{\partial \tilde{y}} + \frac{\partial(\rho wv)}{\partial \tilde{z}} = -\frac{\partial p'}{\partial \tilde{y}} + R_v + C_v \quad (2.5.2)$$

$$\frac{\partial(\rho w)}{\partial t} + \frac{\partial(\rho uw)}{\partial \tilde{x}} + \frac{\partial(\rho vw)}{\partial \tilde{y}} + \frac{\partial(\rho ww)}{\partial \tilde{z}} = -\frac{\partial p'}{\partial \tilde{z}} + R_w + C_w - \rho'g \quad (2.5.3)$$

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial(\rho u)}{\partial \tilde{x}} + \frac{\partial(\rho v)}{\partial \tilde{y}} + \frac{\partial(\rho w)}{\partial \tilde{z}} = 0 \quad (2.5.4)$$

$$\frac{\partial(\rho \psi)}{\partial t} + \frac{\partial(\rho u \psi)}{\partial \tilde{x}} + \frac{\partial(\rho v \psi)}{\partial \tilde{y}} + \frac{\partial(\rho w \psi)}{\partial \tilde{z}} = R_\psi + C_\psi + Q_\psi \quad (2.5.5)$$

em que u , v e w são as componentes da velocidade de vento nas direcções \tilde{x} , \tilde{y} e \tilde{z} , respectivamente, e ψ é um escalar qualquer (p.ex. a temperatura potencial θ ou a energia cinética turbulenta E). R_u , R_v , R_w e R_ψ representam a difusão turbulenta, enquanto C_u , C_v e C_w representam as componentes da força de Coriolis ($C = 2 \rho \omega \times U$), sendo ω , a velocidade angular da terra. Os termos fonte/sorvedouro Q_ψ dependem da variável escalar transportada. Para a temperatura potencial este termo inclui as emissões antropogénicas de calor e a divergência dos fluxos radiativos. Para a energia cinética turbulenta este termo contém o atrito e a produção de flutuação, assim como a taxa de dissipação. Se se optar por simular a evolução da concentração de um poluente passivo o valor deste termo deverá ser calculado a partir de um inventário de emissões apropriado.

Seguindo a prática comum da maioria dos modelos de mesoscala, as variáveis são separadas numa parte correspondente ao estado-base e outra representando as perturbações de mesoscala. Por definição, considera-se que os estados-base das componentes da velocidade do vento são nulos. Para as variáveis termodinâmicas esta separação leva a:

$$p = \bar{p}(\tilde{z}) + p'(\tilde{x}, \tilde{y}, \tilde{z}, t) \quad (2.5.6)$$

$$\rho = \bar{\rho}(\tilde{z}) + \rho'(\tilde{x}, \tilde{y}, \tilde{z}, t) \quad (2.5.7)$$

$$\theta = \bar{\theta}(\tilde{z}) + \theta'(\tilde{x}, \tilde{y}, \tilde{z}, t) \quad (2.5.8)$$

Tendo em vista a aceleração da convergência da solução da equação elíptica da pressão é aconselhável dividir a perturbação de mesoscala da pressão em três componentes:

$$p' = p_g + p_h + p_{nh} \quad (2.5.9)$$

O primeiro termo do segundo membro da equação (2.5.9) permite especificar o gradiente horizontal de pressão de grande escala que ocorre no domínio de mesoscala em estudo. As componentes deste gradiente representam-se por:

$$-\frac{\partial p_g}{\partial \tilde{x}} = -\rho f_c v_g, \quad -\frac{\partial p_g}{\partial \tilde{y}} = +\rho f_c u_g \quad (2.5.10)$$

em que o parametro de Coriolis é $f_c = 2 |\omega| \sin \Phi$, sendo Φ a latitude do local. O gradiente de temperatura de grande escala poderá ser representado quer através das condições-fronteira laterais, quer considerando u_g e v_g , i.e., as componentes horizontais do vento geostrófico, dependentes da altitude.

A parte hidrostática, p_h , pode ser obtida por integração da equação da hidrostática:

$$\frac{\partial p_h}{\partial \tilde{z}} = -\rho'g = -[\rho - \bar{\rho}(\tilde{z})]g \quad (2.5.11)$$

em que ρ segue a lei dos gases ideais. Saliente-se que a derivada vertical de p_h se anula com o termo de flutuação da equação (2.5.3).

O terceiro termo do segundo membro da equação (2.5.9), correspondente à parte não-hidrostática, é calculado implicitamente pela resolução da equação elíptica da pressão.

2.5.2 Transformação de coordenadas

A fronteira inferior do domínio de cálculo corresponde ao solo. Devido às heterogeneidades do terreno, provocadas pela representação das características médias da orografia da região, não é possível impor condições-fronteira na fronteira inferior, relativamente às coordenadas Cartesianas. Assim, efectua-se uma transformação da coordenada vertical \tilde{z} , inicialmente sugerida por Clark (1977), que permite o acompanhamento das variações do terreno:

$$\eta \equiv H \frac{\tilde{z} - h(\tilde{x}, \tilde{y})}{H - h(\tilde{x}, \tilde{y})} \quad (2.5.12)$$

H e $h(\tilde{x}, \tilde{y})$ são respectivamente, a altura do topo do domínio de cálculo e a altitude do ponto (\tilde{x}, \tilde{y}) , consideradas como constantes temporal e espacialmente. Para permitir a utilização de malhas numéricas não-equidistantes, aplica-se uma transformação adicional $x = x(\tilde{x})$, $y = y(\tilde{y})$, $z = z(\eta)$, em que $x(\tilde{x})$, $y(\tilde{y})$ e $z(\eta)$ representam funções monotónicas arbitrárias. Deste modo, o domínio físico original irregular é transformado noutro constituído por cubos unitários (ver Figura 2-15).

As componentes da velocidade contravariante, ou seja, as componentes da velocidade normais às superfícies do domínio transformado (u^1, u^2, u^3), são relacionáveis com as componentes Cartesianas através dos coeficientes métricos $G^{ij} = \partial x_i / \partial \tilde{x}_j$ (Schumann et al., 1987):

$$u^i = G^{ij} u_j \quad (2.5.13)$$

Os coeficientes G^{ij} são não-nulos unicamente para $ij = (11, 22, 31, 32, 33)$. O Jacobiano V da transformação representa o volume da célula (recorde-se que o sistema de coordenadas (x, y, z)

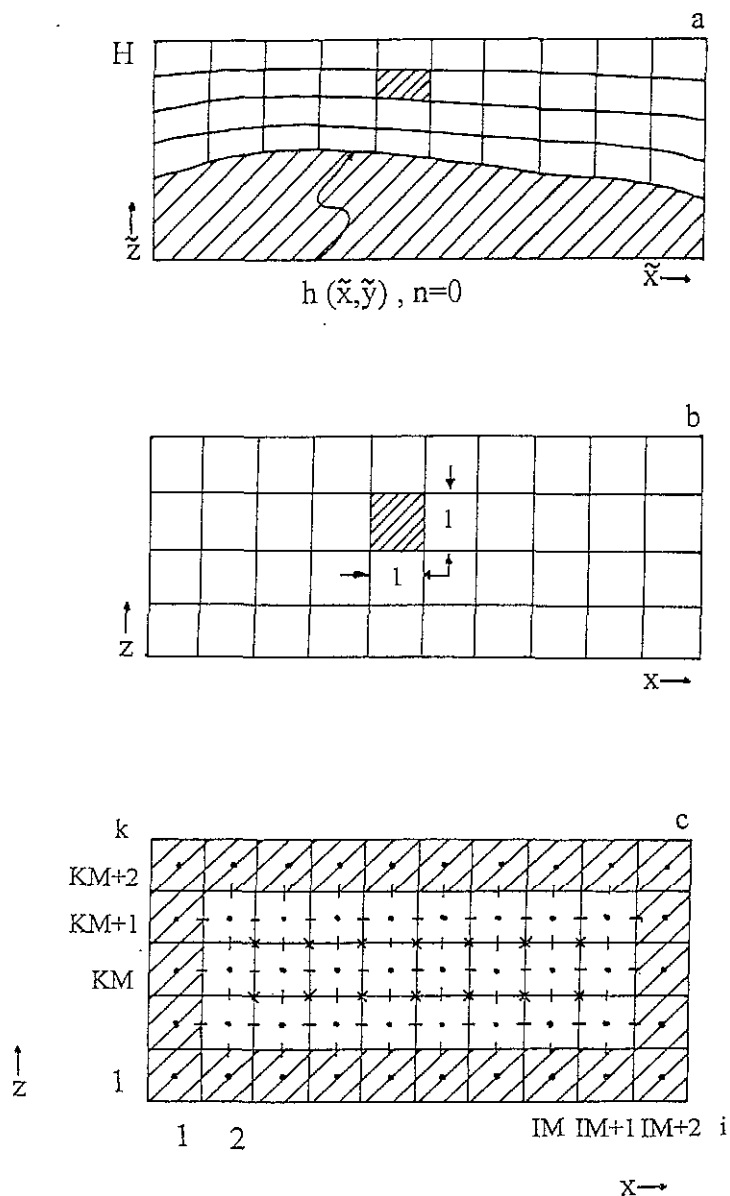


Figura 2-15 Transformação do sistema de coordenadas. a) transformação para um sistema de coordenadas vertical influenciado pelo terreno; b) transformação para um domínio constituído por cubos unitários; c) estrutura da malha numérica utilizada. Adaptado de Moussiopolous et al. (1993).

é adimensional) e é dado por:

$$V = \frac{\partial \tilde{x}}{\partial x} \frac{\partial \tilde{y}}{\partial y} \frac{\partial \tilde{z}}{\partial z} = [G^{11} G^{22} G^{33}]^{-1} \quad (2.5.14)$$

Um modo adequado de transformar as equações de conservação consiste em reescrevê-las utilizando notação vectorial e posteriormente aplicar os operadores relevantes do sistema de

coordenadas transformado. No caso de um sistema de coordenadas constante no tempo, a divergência do fluxo de qualquer escalar ψ pode geralmente ser representada por:

$$V\text{div}(\rho U\psi) = \frac{\partial}{\partial x}(m_x\psi) + \frac{\partial}{\partial y}(m_y\psi) + \frac{\partial}{\partial z}(m_z\psi) \quad (2.5.15)$$

onde V é o Jacobiano da transformação e U representa o vector velocidade do vento. Os termos m_x , m_y e m_z são as componentes da velocidade contravariante ponderadas com a densidade Jacobiana; deverão ser interpretados como os fluxos de massa normais aos planos da célula. Reintroduzindo as componentes Cartesianas da velocidade, resulta:

$$m_x = \rho VG^{11}u \quad (2.5.16a)$$

$$m_y = \rho VG^{22}v \quad (2.5.16b)$$

$$m_z = \rho VG^{31}u + \rho VG^{32}v + \rho VG^{33}w \quad (2.5.16c)$$

Salienta-se que o produto VG^{ij} representa uma área.

As componentes Cartesianas do operador gradiente podem ser escritas como:

$$V\text{grad}(\psi) = \begin{bmatrix} \frac{\partial}{\partial x}(VG^{11}\psi) + \frac{\partial}{\partial z}(VG^{31}\psi) \\ \frac{\partial}{\partial y}(VG^{22}\psi) + \frac{\partial}{\partial z}(VG^{32}\psi) \\ \frac{\partial}{\partial z}(VG^{33}\psi) \end{bmatrix} \quad (2.5.17)$$

2.5.3 Solução numérica do sistema de equações

Para assegurar a conservação, as equações discretizadas são resolvidas numericamente numa malha intercalada ("staggered"). Os escalares ρ , p , θ e V são definidos no centro da célula de cálculo, enquanto que as componentes da velocidade u , v e w são definidas no centro da

superfície de interface adequada. Dado que é necessário conhecer o valor destas variáveis em locais onde não são calculadas, utiliza-se um operador apropriado de interpolação. Adicionalmente, será também necessário um operador de diferenças finitas. Estes operadores adquirem a seguinte forma:

$$\bar{\phi}^{\xi} \equiv [\phi(\xi + \Delta\xi/2) + \phi(\xi - \Delta\xi/2)]/2 \quad (2.5.18)$$

$$\partial_{\xi}(\phi) \equiv \phi(\xi + \Delta\xi/2) - \phi(\xi - \Delta\xi/2) \quad (2.5.19)$$

em que ξ representa x , y e z (note-se que $\Delta\xi = 1$).

Sendo $M = \rho V$ e os fluxos mássicos:

$$m_x = G^{11} \bar{M}^x u \quad (2.5.20a)$$

$$m_y = G^{22} \bar{M}^y v \quad (2.5.20b)$$

$$m_z = G^{31} \bar{M}^x{}^{x,z} + G^{32} \bar{M}^y{}^{y,z} + G^{33} \bar{M}^z w \quad (2.5.20c)$$

a forma discreta da equação da continuidade pode ser desenvolvida a partir das equações (2.5.4) e (2.5.15), sendo $\psi = 1$:

$$\frac{\partial M}{\partial t} = \partial_x(m_x) + \partial_y(m_y) + \partial_z(m_z) \quad (2.5.21)$$

A forma discreta das equações de prognóstico (2.5.1-3) e (2.5.5) será:

$$\frac{\partial}{\partial t}(\overline{M^x u}) = -A_u - P_x(p_g + p_h + p_{nh}) + R_u + C_u \quad (2.5.22a)$$

$$\frac{\partial}{\partial t}(\overline{M^y v}) = -A_v - P_y(p_g + p_h + p_{nh}) + R_v + C_v \quad (2.5.22b)$$

$$\frac{\partial}{\partial t}(\overline{M^z w}) = -A_w - P_z(p_g + p_{nh}) + R_w + C_w \quad (2.5.22c)$$

$$\frac{\partial}{\partial t}(M\psi) = -A_\psi + R_\psi + C_\psi \quad (2.5.22d)$$

Em princípio, os termos advectivos A_u , A_v , A_w e A_ψ podem ser calculados através de qualquer esquema de advecção adequado. No entanto, não existe actualmente um esquema de advecção eficiente que combine todas as propriedades desejáveis, nomeadamente, o transporte, a positividade, a conservação, a estabilidade numérica e a baixa difusão numérica. Se, por exemplo, os fluxos forem formulados por diferenças centradas e se se aplicar o esquema de Adams-Bashforth à discretização temporal, não se preserva nem o transporte, nem a positividade da solução. Nestas condições, a estabilidade numérica é bastante medíocre. No caso do esquema de montante ("upwind scheme") respeitam-se todas as condições, com excepção da última: este esquema origina uma difusão numérica extraordinariamente elevada, que falseia os resultados.

Após a realização de inúmeros testes com vários esquemas advectivos, concluiu-se existirem dois esquemas avançados adequados para aplicação em modelos de mesoscala (Flassak, 1990):

- esquema de Smolarkiewicz (1984)
- esquema TVD (Total Variation Diminishing) (Harten, 1986)

Ambos os esquemas representam extensões do esquema de montante. No primeiro esquema sugerido, sucessivos passos correctivos levam à redução da difusão numérica até ao nível desejado. No entanto, esta metodologia põe em causa as propriedades de transporte. O esquema TVD obtém uma redução significativa da difusão numérica, sendo a solução independente da magnitude do escalar (ou seja, preservando o transporte).

Nas equações (2.5.22a-c) P_x , P_y e P_z são operadores que incorporam as componentes discretas

do gradiente em coordenadas Cartesianas. Se aplicados a p , resulta:

$$P_x = \partial_x (VG^{11}p) + \partial_z (VG^{31}\bar{p}^{x,z}) \quad (2.5.23a)$$

$$P_y = \partial_y (VG^{22}p) + \partial_z (VG^{32}\bar{p}^{y,z}) \quad (2.5.23b)$$

$$P_z = \partial_z (VG^{33}p) \quad (2.5.23c)$$

A discretização temporal das equações de prognóstico são baseadas no esquema explícito de Adams-Bashforth de segunda ordem. Aplicando à equação da quantidade de movimento em x :

$$\begin{aligned} \bar{M}^x \hat{u} = \bar{M}^x u^n + \frac{3}{2} \Delta t [-A_u - P_x(p_g + p_h + p_{nh}) + R_u + C_u]^n - \\ - \frac{1}{2} \Delta t [-A_u - P_x(p_g + p_h + p_{nh}) + R_u + C_u]^{n-1} \end{aligned} \quad (2.5.24)$$

Esta formulação inclui dois desvios ao esquema de Adams-Bashforth. O primeiro desvio refere-se ao tratamento implícito da parte não-hidrostatica da perturbação de mesoscala da pressão p_{nh} . Supondo que a segunda derivada temporal de p_{nh} é nula, a "nova" velocidade u^{n+1} é obtida a partir dos valores intermédios \hat{u} através das equações

$$\bar{M}^x \tilde{u} = \bar{M}^x \hat{u} + \Delta t P_x (p_{nh}^n - p_{nh}^{n-1}) \quad (2.5.25)$$

$$\bar{M}^x u^{n+1} + \Delta t P_x (p_{nh}^{n+1} - p_{nh}^n) = \bar{M}^x \tilde{u} \quad (2.5.26)$$

Equações semelhantes à equação (2.5.26) são facilmente obtidas para as equações de quantidade de movimento em y e z :

$$\bar{M}^y v^{n+1} + \Delta t P_y (p_{nh}^{n+1} - p_{nh}^n) = \bar{M}^y \tilde{v} \quad (2.5.27)$$

$$\bar{M}^z w^{n+1} + \Delta t P_z (p_{nh}^{n+1} - p_{nh}^n) = \bar{M}^z \tilde{w} \quad (2.5.28)$$

A introdução das equações (2.5.26-28) na equação da continuidade discretizada, equação (2.5.21), resulta na equação diagnóstico para Δp , ou seja, na variação da parte não-hidrostática da perturbação de mesoscala de pressão. Note-se que, quando é necessário conhecer a densidade, utilizam-se os valores correspondentes ao passo temporal anterior (i.e. ρ^n é utilizado no lugar de ρ^{n+1} e ρ^{n-1} em vez de ρ^n).

O segundo desvio ao tratamento explícito relaciona-se com a difusão turbulenta na vertical. No caso de um tratamento explícito deste termo, as necessidades de estabilidade podem levar a uma redução inaceitável do passo temporal. Para ultrapassar esta questão, a difusão turbulenta na vertical é tratada utilizando um método de Crank-Nicholson de segunda ordem. Por outras palavras, a equação (2.5.25) é substituída por:

$$\overline{M^x} \tilde{u} - \frac{\Delta t}{2} R_{\tilde{u},z} = \overline{M^x} \hat{u} + \Delta t \left[P_x (p_{nh}^n - p_{nh}^{n-1}) - R_{u^n,z} + \frac{1}{2} R_{u^{n-1},z} \right] \quad (2.5.29)$$

Nesta aplicação o método de Crank-Nicholson é quasi-implícito, dado que se utiliza \tilde{u} no lugar de u^{n+1} . Obviamente, a equação (2.5.29) corresponde a um sistema tridiagonal de equações para \tilde{u} , que é resolvido a cada passo temporal por eliminação de Gauss.

A equação elíptica da pressão adquire a forma:

$$\begin{aligned} & \partial_x \{ G^{11} P_x(\Delta p) \} + \partial_y \{ G^{22} P_y(\Delta p) \} + \\ & \partial_z \{ G^{31} \overline{P_x(\Delta p)}^{x,z} + G^{32} \overline{P_y(\Delta p)}^{y,z} + G^{33} P_z(\Delta p) \} = \\ & 1 / \Delta t \times \left[\partial_x \{ G^{11} \overline{M^x} \tilde{u} \} + \partial_y \{ G^{22} \overline{M^y} \tilde{v} \} + \right. \\ & \left. \partial_z \{ G^{31} \overline{M^x} \tilde{u}^{x,z} + G^{32} \overline{M^y} \tilde{v}^{y,z} + G^{33} \overline{M^z} \tilde{w} \} \right] \\ & - \{ M^n - M^{n-1} \} / \Delta t^2 \end{aligned} \quad (2.5.30)$$

O primeiro membro desta equação representa um operador de 25 pontos. A metodologia desenvolvida para solucionar esta equação é analisada em Flassak e Moussiopoulos (1987). Este algoritmo adopta o método de expansão de funções próprias em duas direcções; a aplicação de transformadas de Fourier rápidas ("Fast Fourier Transform") e vectorização completa permite a obtenção de uma solução extraordinariamente eficiente de equações do tipo:

$$\frac{\partial^2 \Phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \Phi}{\partial y^2} + d(z) \frac{\partial^2 \Phi}{\partial z^2} + e(z) \frac{\partial \Phi}{\partial z} + f(z) \Phi = S \quad (2.5.31)$$

Infelizmente, a equação (2.5.30) não é deste tipo. Assim, utiliza-se a metodologia previamente referida, em conjugação com um método de gradiente conjugado generalizado.

2.5.4 Parameterizações

A turbulência e o balanço radiativo são os processos físicos mais importantes que devem ser parameterizados num modelo de prognóstico. No caso do MEMO, o balanço radiativo é calculado através de um esquema baseado no método da emissividade da radiação de comprimento de onda longa e um método implícito de multi-camadas para radiação de onda curta (Moussiopoulos, 1987).

Os termos difusivos das equações (2.5.1-3) e (2.5.5) podem ser representados pela divergência dos fluxos correspondentes. No caso da descrição estatística da turbulência, os termos da difusão turbulenta da equação da quantidade de movimento na direcção x e da equação de transporte de escalares adquirem a forma:

§

$$R_u = -\frac{\partial(\rho \overline{u'u'})}{\partial \tilde{x}} - \frac{\partial(\rho \overline{v'u'})}{\partial \tilde{y}} - \frac{\partial(\rho \overline{w'u'})}{\partial \tilde{z}} \quad (2.5.32)$$

$$R_\psi = -\frac{\partial(\rho \overline{u'\psi'})}{\partial \tilde{x}} - \frac{\partial(\rho \overline{v'\psi'})}{\partial \tilde{y}} - \frac{\partial(\rho \overline{w'\psi'})}{\partial \tilde{z}} \quad (2.5.33)$$

Pode-se supor que os termos de correlação apresentados são relacionáveis com o gradiente médio da variável transportada, ou seja:

$$\overline{u'_i u'_j} = -K_m D_{ij} \Leftarrow D_{ij} \equiv \left[\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right] \quad (2.5.34)$$

$$\overline{u'_i \psi'} = -K_\psi \frac{\partial \psi}{\partial x_i} \quad (2.5.35)$$

onde D_{ij} são as componentes do tensor de deformação, enquanto que K_m e K_ψ são denominados, respectivamente, a viscosidade turbulenta e a viscosidade turbulenta para o escalar ψ . No modelo MEMO supõe-se que K_m representa a difusão vertical e horizontal da quantidade de movimento, enquanto que K_ψ é igual para todos os escalares. Se K_m e K_ψ forem determinados apropriadamente é possível descrever a difusão turbulenta. A utilização do número de Prandtl turbulento ($Pr_t \equiv K_m/K_\psi$), calculado por:

$$Pr_t = \begin{cases} 1 & ; \tilde{z} - h(\tilde{x}, \tilde{y}) \geq z_D \\ \left[1.35 - 0.35 \frac{\tilde{z} - h(\tilde{x}, \tilde{y})}{z_D} \right] & ; \tilde{z} - h(\tilde{x}, \tilde{y}) < z_D \end{cases} \quad (2.5.36)$$

(onde tipicamente $z_D = 1000$ m) elimina a necessidade de parametrizar K_ψ .

O cálculo de K_m pode ser conseguido utilizando o número de gradiente de Richardson Ri_g , que representa a razão entre as forças de flutuação e as forças associadas ao atrito turbulento:

$$Ri_g = \frac{\frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z}}{\frac{1}{2} D^2} \quad (2.5.37)$$

§

Nesta equação $D^2/2$ representa a deformação do campo de velocidade do escoamento. Aparentemente, Ri_g caracteriza a estratificação térmica da camada limite atmosférica.

Adicionalmente, é necessário calcular uma escala de comprimento, denominado de comprimento de mistura. A expressão seguinte dá uma escala de comprimento apropriada:

$$\ell = \left[\frac{1}{\ell^\infty} + \frac{1}{\kappa [\tilde{z} - h(\tilde{x}, \tilde{y})]} \right]^{-1} \quad (2.5.38)$$

sendo κ a constante de von Karman. No modelo MEMO o valor limite ℓ^∞ é dado por:

$$\ell^\infty = \max(30\text{m}, 0.00027 |v_g| / f) \quad (2.5.39)$$

Se se optar por calcular a difusividade turbulenta através da energia cinética turbulenta E , vem:

$$K_m = c_k \ell \sqrt{E} \quad (2.5.40)$$

No caso de se pretender uma parametrização puramente algébrica, deve-se especificar uma função analítica que relacione K_m com Ri_g , ℓ e a deformação do campo de velocidades. Essa função pode ser derivada da equação simplificada da equação de transporte de E , ou seja:

$$Q_E = K_m \frac{D^2}{2} [1 - Pr_t^{-1} Ri_g] - \frac{K_m^3}{\ell^4} = 0 \quad (2.5.41)$$

que afirma que quando a variação temporal, advecção e difusão turbulenta de E são desprezáveis, existe um balanço entre a produção e a dissipação de E . Nesta perspectiva obtém-se:

$$K_m = \ell^2 \sqrt{D^2 / 2} \sqrt{1 - Pr_t^{-1} Ri_g} \quad (2.5.42)$$

2.5.5 Condições iniciais e fronteira

A inicialização do modelo de prognóstico MEMO é efectuada através de métodos de diagnóstico apropriados: o campo de ventos inicial conservativo é formulado utilizando um modelo de diagnóstico (Moussiopoulos et al., 1988). Os campos de escalares são inicializados utilizando técnicas de interpolação apropriadas (Flassak, 1990). Os dados necessários à

aplicação dos métodos de diagnóstico podem ser derivados a partir de observações ou de simulações de grande escala.

É necessário impor condições fronteira ao cálculo das componentes da velocidade u , v e w , da temperatura potencial θ e da pressão p . Nas fronteiras abertas, a deformação e reflexão das ondas pode ser minimizada pela utilização das denominadas "condições radiativas" (Orlanski, 1976). Assim, nas fronteiras laterais aplicam-se condições radiativas (Carpenter, 1982):

$$\frac{\partial S}{\partial t} = -C \frac{\partial S}{\partial n} + \frac{\partial S^s}{\partial t} + C \frac{\partial S^s}{\partial n} \quad (2.5.43)$$

onde n é a direcção perpendicular à fronteira e C a velocidade de fase que inclui a propagação da onda e a advecção. A velocidade de fase é calculada para cada variável de estado S , a partir de valores conhecidos obtidos no interior do domínio de cálculo. A equação (2.5.43) difere da formulação proposta por Orlanski, devido à incorporação, nos dois últimos termos da equação, das variações espaciais e temporais do ambiente de grande escala (sinóptico) não-perturbado (pela mesoscala). Sem estes dois termos, as condições radiativas permitem unicamente a passagem das perturbações para o exterior da fronteira, não permitindo que informação do exterior seja imposta no interior do domínio de cálculo.

No caso de uma simulação com malhas sobrepostas ("nested grids"), os dois últimos termos da equação (2.5.43) representam as variações temporais e espaciais calculadas pela malha exterior, com resolução espacial mais grosseira. Consegue-se assim, que o cálculo das condições fronteira da malha mais fina seja afectado por fenómenos determinados por uma escala espacial superior.

Para a parte não-hidrostática da perturbação de mesoscala da pressão, nas fronteiras laterais, utilizam-se condições fronteira de Neumann homogéneas. Com estas condições assegura-se que a componente da velocidade perpendicular à fronteira se mantém inalterada com as variações de pressão.

Na fronteira superior, as condições fronteira de Neumann são impostas para as componentes horizontais da velocidade e para a temperatura potencial. Para assegurar a não-reflectividade, a condição radiativa é aplicada à parte hidrostática da perturbação de mesoscala de pressão p_h . No entanto, permite-se que as ondas gravitacionais internas que se propagam verticalmente,



deixem o domínio computacional (Klemp e Durran, 1983). Deste modo estabelece-se a seguinte relação entre p_h e a componente da velocidade vertical w :

$$\tilde{p}_h = \frac{\bar{p}(H)N\tilde{w}}{\sqrt{k_x^2 + k_y^2}} \quad (2.5.44)$$

em que k_x e k_y são os números de onda nas direcções \tilde{x} e \tilde{y} , \tilde{p}_h e \tilde{w} são as transformadas de Fourier de p_h e w , e N é a frequência de Brunt-Vaisala.

Para a parte não-hidrostática da perturbação de mesoscala da pressão, impõem-se condições homogéneas de Dirichlet "staggered" na fronteira superior. Esta condição é necessária, para evitar as singularidades da equação elíptica da pressão provocadas pela aplicação das condições de Neumann, dado que os efeitos não-hidrostáticos são desprezáveis a altitudes elevadas.

A fronteira inferior coincide com o solo (mais precisamente, à altura acima do solo correspondente à rugosidade aerodinâmica). Para a parte não-hidrostática da perturbação de mesoscala da pressão aplicam-se, nesta fronteira impermeável, condições de Neumann não-homogéneas. Todas as restantes condições aplicadas à fronteira inferior pressupõem que a teoria da similaridade de Monin-Obukhov é válida. Com a excepção das superfícies de água, onde se especifica a temperatura, calcula-se a temperatura superficial através de uma equação não-linear de balanço de calor:

$$R_L \downarrow_0 - R_L \uparrow_0 + R_C \downarrow_0 - R_C \uparrow_0 - Q_S - Q_0 - L_0 - Q_a = 0 \quad (2.5.45)$$

(R : onda longa, S : fluxos radiativos de onda curta; Q_S : fluxo de calor para o solo; Q_0 , L_0 : calor sensível e latente para a atmosfera; Q_a : fluxo antropogénico de calor) resolvida através de uma técnica iterativa de Newton. Os fluxos radiativos são calculados através do esquema de radiação previamente mencionado (Moussiopoulos, 1987). Para o cálculo da temperatura do solo resolve-se uma equação unidimensional de condução de calor no solo. A humidade específica à superfície é calculada por:

$$q = \Psi q_s + (1 - \Psi) q_2 \quad (2.5.46)$$

onde Ψ é um parametro de evaporação que varia entre 0 e 1 (água: $\Psi = 1$, solo seco: $\Psi = 0$), q_s é a humidade de saturação e q_2 representa a humidade calculada na célula de cálculo mais próxima do solo.

2.6. Síntese Conclusiva

Qualquer análise superficial das características geográficas e topográficas de Portugal Continental deverá sugerir que as circulações atmosféricas de mesoscala têm um papel importante na definição das condições meteorológicas à escala local. O estudo dos fenómenos que controlam a mesoscala meteorológica e sobretudo a compreensão do processo de formação e evolução das circulações costeiras, reforçam esta primeira percepção.

As investigações publicadas até ao momento em Portugal, podem resumir-se à análise qualitativa da formação das brisas costeiras e apresentação de um primeiro cenário típico, e à execução de diversas campanhas experimentais de aquisição de dados meteorológicos. Estas campanhas têm apresentado algumas limitações no que diz respeito à sua extensão espacial, estando confinadas à monitorização de um ou dois locais distintos, em simultâneo.

Paralelamente a estes primeiros estudos realizados durante os últimos dez anos, a nível nacional, um grupo de investigadores espanhóis têm estudado os ciclos meso-meteorológicos da poluição atmosférica na Península Ibérica. A descrição das circulações atmosféricas que predominam à escala peninsular é essencial para compreender cabalmente os fenómenos meso-meteorológicos que ocorrem na costa portuguesa.

Curiosamente, os modelos conceptuais desenvolvidos para a Península não coincidem totalmente com os cenários apresentados para Portugal. O modelo conceptual peninsular deverá ser mais consentâneo com as características topográficas do norte de Portugal, onde a acção das brisas de mar deverá ser fortemente catalizada pelos efeitos orográficos. A região sul, caracterizada por uma extensa planície e pela existência de acidentes topográficos importantes, mas de dimensão restrita (estuários do Tejo e do Sado, Serra de Arrábida) poderá apresentar um esquema de circulação não coincidente com o cenário conceptual desenvolvido por Millan et al. (1992).

Neste contexto, a possibilidade de utilizar técnicas de simulação revela-se particularmente atractiva. Os modelos meteorológicos de mesoscala, e nomeadamente os modelos numéricos, têm sofrido um fortíssimo desenvolvimento durante os últimos 20 anos. Actualmente, a sua gama de aplicação apresenta-se suficientemente vasta para permitir simular adequadamente os fenómenos de mesoscala, sobretudo se se utilizar um modelo não-hidrostático, tal como o modelo MEMO.

TÉCNICAS DE FECHO DA TURBULÊNCIA ATMOSFÉRICA

Na atmosfera sobre terra firme, o escoamento junto à superfície é quase sempre turbulento, até mais de 1000 m de altitude durante o dia, e até 100 m de altitude durante a noite. Sobre o oceano, a camada turbulenta mantém uma espessura reduzida durante todo o dia, com valores máximos de 100-200 m. A níveis mais elevados, a turbulência ocorre nos cumulus e nas camadas em que existem grandes variações dos valores médios da direcção e velocidade do vento. A capacidade de mistura da atmosfera está relacionada com a turbulência e é obviamente, um tópico de interesse para os estudos de engenharia e meteorologia, relacionados com a poluição atmosférica. De facto, a turbulência atmosférica intervém tanto na génese e desenvolvimento do escoamento atmosférico propriamente dito, como na determinação do seu poder dispersivo.

Apesar de ser difícil definir objectivamente o que é a turbulência, é relativamente fácil identificar a sua presença. A mistura turbulenta é provocada pelo movimento quasi-aleatório de massas finitas de fluído de uma parte para outra do domínio turbulento. O conceito de turbilhão, apresentado por Taylor (1915) pretende descrever conceptualmente este fenómeno. O escoamento turbulento apresenta-se também como fortemente irregular e aparentemente caótico, distinguindo-se no entanto de outros fenómenos, tais como determinados movimentos ondulatórios muito irregulares e praticamente aleatórios mas que não são movimentos turbulentos.

Segundo Panofsky e Dutton (1984), o escoamento turbulento pode ser caracterizado por:

- Irregularidade ou aleatoriedade: as propriedades do fluido seguem uma evolução caótica e aparentemente são uma função aleatória do espaço e do tempo. Esta característica torna o escoamento turbulento essencialmente imprevisível.
- Tri-dimensionalidade e rotacionalidade: o campo de velocidades é tri-dimensional e fortemente variável no espaço e no tempo. Consequentemente o campo de vorticidade é também tri-dimensional e o escoamento altamente rotacional.
- Dissipação: no escoamento turbulento, os gradientes são criados através do alargamento dos vórtices, num processo que desloca energia para comprimentos de onda menores e dissipação posterior pela viscosidade. Assim, para manter um escoamento turbulento é necessário fornecer continuamente energia.
- Não-linearidade: os escoamentos turbulentos são caracterizados por um grande leque de escalas de turbilhões. A transferência de energia do escoamento médio para a turbulência ocorre no topo da escala (grandes turbilhões) enquanto que a dissipação viscosa da energia turbulenta ocorre ao nível dos turbilhões mais pequenos. Consequentemente, ocorre uma transferência contínua de energia dos grandes para os pequenos turbilhões, num processo em cascata. Estes processos de transferência de energia são altamente não-lineares.
- Dispersão ou capacidade de misturar propriedades: esta é provavelmente a propriedade mais importante do ponto de vista prático. A capacidade dispersiva da turbulência é várias ordens de grandeza superior à da difusão molecular. Saliente-se que enquanto que a difusão molecular é uma função do fluido, a capacidade de dispersão depende das características do escoamento.

Neste enquadramento, conclui-se que o que distingue um movimento turbulento de um movimento ondulatório, aleatório e tri-dimensional são as propriedades de dissipação, dispersão e rotacionalidade (Arya, 1988).

A aproximação determinística à turbulência através do desenvolvimento das equações de movimento de Navier-Stokes levou ao clássico problema do “fecho”. De facto, o número de incógnitas existentes num sistema de equações que descreve o escoamento turbulento é superior ao número de equações. Considera-se uma variável como incógnita quando não se possui uma equação de prognóstico ou de diagnóstico para a definir. Simultaneamente, o desenvolvimento de equações que envolvam estas incógnitas, origina novas incógnitas. Assim, para qualquer conjunto finito de equações, a descrição da turbulência não está “fechada”. É a este problema, inicialmente reconhecido por Keller e Friedman, em 1924, e associado às características não-lineares da turbulência, que se dá o nome de “problema do fecho”. Prandtl (1925), von Karman (1930) e Taylor (1932) sugeriram aproximações semi-empíricas de fecho,

para rodear esta questão. Estas aproximações baseiam-se na analogia estabelecida entre turbulência e difusão molecular, originando o conceito de difusividade turbulenta.

Apesar da variedade de escalas de movimento no escoamento turbulento ter sido reconhecida por Prandtl (1925), este autor sugeriu ser possível efectuar uma simplificação, utilizando uma escala média, denominada de comprimento de mistura. O comprimento de mistura serviu de base para o desenvolvimento de diversos modelos de fecho local, incluindo modelos de difusividade turbulenta. Mais recentemente, descobriu-se que considerar uma escala única de mistura não fornece graus de liberdade suficientes para a modelação da turbulência, mesmo quando se permite que essa escala varie no espaço (Deardorff e Mahrt, 1982). Nesta perspectiva, alguns autores estão a concentrar-se em métodos de fecho não-local.

Independentemente do tipo de fecho, local ou não-local, como se definirá mais adiante e da ordem de fecho utilizada, existem incógnitas que caracterizam a turbulência do escoamento, que devem ser parametrizadas através de relações com variáveis conhecidas e/ou parâmetros desenvolvidos especificamente para este efeito. Entende-se por variável conhecida, qualquer variável para a qual exista uma equação de prognóstico ou de diagnóstico apropriada. Um parâmetro é normalmente uma constante determinada empiricamente.

Por definição, a parametrização é uma aproximação à natureza. De facto, a equação verdadeira (natural) é substituída por uma aproximação artificial. No entanto, a parametrização deverá ser fisicamente razoável e cumprir as seguintes regras (Stull, 1988):

- ter as mesmas dimensões que a incógnita;
- ter as mesmas propriedades tensoriais;
- ter as mesmas simetrias;
- não ser alterada após uma transformação arbitrária do sistema de coordenadas;
- não ser alterada após uma transformação inercial ou Newtoniana;
- satisfazer as mesmas equações de balanço, condições iniciais e fronteira.

Estas regras aplicam-se a um fecho de qualquer ordem.

3.1 Fecho Local

No fecho local, as incógnitas correspondentes a um determinado ponto preciso do espaço são parametrizadas através de valores e/ou gradientes de variáveis medidos exactamente no mesmo

ponto do espaço. Nesta perspectiva, o fecho local baseia-se na analogia entre a turbulência e a difusão molecular.

Uma possibilidade para descrever estatística e matematicamente a turbulência, consiste em utilizar um número finito de equações e estabelecer relações entre as incógnitas restantes e as variáveis já parametrizadas. Estas aproximações de fecho ou suposições de fecho são denominadas pela ordem mais elevada das equações de prognóstico que se mantém. Assim, por exemplo, para um fecho de 1ª ordem resolve-se uma equação de prognóstico de 1ª ordem para U_i (médio) e desenvolve-se uma aproximação aos termos $\overline{u_i' u_j'}$.

Algumas suposições de fecho utilizam parametrizações de várias ordens para variáveis diferentes. Por exemplo, se são utilizadas as equações para a variância da energia cinética turbulenta, temperatura e humidade específica em conjugação com o primeiro momento da equação de prognóstico da velocidade, o resultado pode ser classificado de fecho de primeira ordem e meia.

3.1.1 Fecho de ordem zero e “meia” ordem

O fecho de ordem zero implica não manter nenhuma das equações de prognóstico. A velocidade, a temperatura e a humidade média, assim como, outras quantidades médias são parametrizadas directamente como função do espaço e do tempo. Esta metodologia impede, por completo, a parametrização da turbulência.

O fecho de “meia” ordem utiliza unicamente um sub-conjunto das equações do primeiro momento. Por exemplo, ao calcular a evolução da temperatura da camada limite através do método global ("bulk method"), que é uma variação desta aproximação, a evolução do valor médio da temperatura da camada limite $\langle \bar{\theta}(t) \rangle$ seria calculado através das equações de primeiro momento. Posteriormente, os valores finais de temperatura $\bar{\theta}(z,t)$ seriam calculados a partir de um perfil vertical de temperaturas $\bar{\theta}(z)$ previamente definido:

$$\bar{\theta}(z,t) = \langle \bar{\theta}(t) \rangle + \bar{\theta}(z) \quad (3.1.1)$$

3.1.2 Fecho de primeira ordem

O fecho de 1ª ordem retem unicamente as equações de prognóstico para as variáveis médias de ordem zero, tal como a velocidade do vento, a temperatura e a humidade. Considere-se o caso ideal de uma atmosfera seca, horizontalmente homogénea, sem subsidência. Supõe-se que o

vento geostrófico é conhecido e incorporado como condição fronteira. As equações de prognóstico reduzem-se a:

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} = f_c(\bar{v} - \bar{v}_g) - \frac{\partial(\overline{u'w'})}{\partial z} \quad (3.1.2)$$

$$\frac{\partial \bar{v}}{\partial t} = f_c(\bar{u} - \bar{u}_g) - \frac{\partial(\overline{v'w'})}{\partial z} \quad (3.1.3)$$

$$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} = - \frac{\partial(\overline{u'\theta'})}{\partial z} \quad (3.1.4)$$

As incógnitas do sistema são os momentos de segunda ordem $\overline{u'w'}$, $\overline{v'w'}$ e $\overline{w'\theta'}$, correspondentes aos fluxos turbulentos.

Para fechar o sistema de equações é necessário parametrizar os fluxos turbulentos. Se se considerar que S representa qualquer variável, uma possível aproximação de 1ª ordem ao fluxo $u'S'$ será:

$$\overline{u'_j S'} = -K \frac{\partial \bar{S}}{\partial x_j} \quad (3.1.5)$$

em que o parametro K é um escalar com unidades $m^2.s^{-1}$. Esta aproximação de fecho é frequentemente denominada por teoria K ou teoria do gradiente de transporte. O parametro K é normalmente denominado por viscosidade turbulenta ou difusividade turbulenta e pode ser considerado como uma técnica de fecho de pequenos turbilhões (“small eddy closure technique”).

A viscosidade turbulenta não deverá ser considerada constante mas sim parametrizada em função das características do escoamento. Uma parametrização adequada de K deverá acompanhar as seguintes condições:

- $K = 0$ onde não há turbulência;
- $K = 0$ ao nível do solo ($z = 0$);
- K aumenta quando a energia cinética aumenta;
- K varia com a estabilidade atmosférica;
- K é não-negativo (por analogia com a viscosidade).

Esta ultima condição tem sido ocasionalmente ignorada. O conceito normal de viscosidade turbulenta pressupõe que o fluxo turbulento se desenvolve descencionalmente ao longo do

gradiente. Este transporte descendencial ao longo do gradiente significa que “o calor escoar do quente para o frio” e “a humidade, do húmido para o seco”.

Na atmosfera real, no entanto, existem situações em que o transporte parece fazer-se contra-gradiente. Este facto é fisicamente explicável pela existência de grandes turbilhões associados à ascensão de massas de ar quente que transportam “o calor das zonas quentes para as frias”, independentemente do gradiente local da atmosfera de fundo. Para que a teoria K represente estas condições é necessário permitir a existência de valores negativos de K, contrariando o próprio conceito de difusão, subjacente ao desenvolvimento desta parametrização. Nesta perspectiva pode considerar-se que a teoria K não é totalmente adequada para a descrição da turbulência nas camadas de mistura convectiva.

3.1.3 Fecho de primeira ordem e “meia”

O fecho de ordem 1,5 mantém as equações de prognóstico de ordem zero para os valores médios do vento, da humidade e da temperatura, incluindo adicionalmente as equações das variâncias dessas mesmas variáveis. A equação da energia cinética turbulenta é normalmente utilizada no lugar das equações da variância da velocidade. O exemplo que se apresenta de seguida, baseia-se no trabalho de Yamada e Mellor (1975a).

Considere-se, mais uma vez, o cenário ideal de uma atmosfera seca, horizontalmente homogénea, sem subsidência. Neste caso, o sistema de equações de prognóstico inclui para além das equações (3.1.2-4), as equações de prognóstico da energia cinética turbulenta e da variância da temperatura:

$$\frac{\partial \bar{E}}{\partial t} = -\overline{u'w'} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} - \overline{v'w'} \frac{\partial \bar{v}}{\partial z} + \left(\frac{g}{\theta} \right) \overline{w'\theta'} - \frac{\partial [\overline{w'((p'/\rho) + E)}]}{\partial z} - \varepsilon \quad (3.1.6)$$

$$\frac{\partial (\overline{\theta^2})}{\partial t} = -2\overline{w'\theta'} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} - \frac{\partial (\overline{w'\theta'^2})}{\partial z} - 2\varepsilon_\theta - \varepsilon_R \quad (3.1.7)$$

As incógnitas deste sistema de equações incluem momentos de 2ª ordem (fluxos): $\overline{u'w'}$, $\overline{v'w'}$, $\overline{w'\theta'}$, $\overline{w'p'}/\bar{\rho}$; momentos de 3ª ordem: $\overline{w'e}$, $\overline{w'\theta'^2}$; e termos dissipativos ε , ε_θ , ε_R .

Ao passar de 1ª ordem para ordem 1,5 aumentou-se o número de incógnitas de 3 para 9. No entanto, ao considerar a energia cinética turbulenta e a variância da temperatura é possível efectuar uma quantificação mais adequada da intensidade e da eficiência da turbulência.

Simultaneamente pode incorporar-se esta informação na elaboração de parametrizações mais sofisticadas para o cálculo da difusividade turbulenta.

Uma aproximação alternativa, denominada fecho de K- ϵ inclui, para além da equação da energia cinética turbulenta, uma equação de prognóstico altamente parametrizada para a taxa de dissipação $\partial\epsilon/\partial t$ (Beljaars et al., 1987; Kitada, 1987).

As simulações já realizadas demonstram algumas das vantagens das técnicas de fecho de ordem elevada. Os esquemas de ordem elevada criam durante o dia camadas bem misturadas que aumentam de espessura com o tempo; durante a noite, forma-se um jacto nocturno em simultâneo com o desenvolvimento de uma camada junto ao solo, estaticamente estável; a intensidade da turbulência aumenta fortemente durante o dia, mas mantém valores baixos, durante a noite, na camada limite nocturna. O fecho de 1ª ordem, pelo contrário, não fornece qualquer informação relativamente à intensidade da turbulência ou à variância da temperatura. Para além disso, tem dificuldade em representar camadas bem misturadas que apresentam gradientes nulos das variáveis médias.

3.1.4 Fecho de segunda ordem

O sistema de equações da turbulência de 2ª ordem inclui, para além das equações presentes no esquema de ordem 1,5, equações de prognóstico para os momentos de 2ª ordem $u_i'u_j'$ e $w'\theta'$ (Wichmann e Schaller, 1986). Utilizando o exemplo ideal referido anteriormente, ao sistema de equações anterior (eqs. 3.1.2-4 e 3.1.6-7) deverão adicionar-se as seguintes equações:

$$\begin{aligned} \frac{\partial(\overline{u_i'u_j'})}{\partial t} = & -\overline{u_i'w'}\frac{\partial\overline{U_j}}{\partial z} - \overline{u_j'w'}\frac{\partial\overline{U_i}}{\partial z} - \frac{\partial(\overline{u_i'u_j'w'})}{\partial z} + \left(\frac{g}{\theta}\right)\left[\delta_{i3}\overline{u_j'\theta'} + \delta_{j3}\overline{u_i'\theta'}\right] \\ & + \left(\frac{p'}{\rho}\right)\left[\frac{\partial u_i'}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j'}{\partial x_i}\right] - 2\epsilon_{u_i u_j} \end{aligned} \quad (3.1.8)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial(\overline{u_i'\theta'})}{\partial t} = & -\overline{w'\theta'}\frac{\partial\overline{U_i}}{\partial z} - \overline{u_i'w'}\frac{\partial\overline{\theta}}{\partial z} - \frac{\partial(\overline{u_i'w'\theta'})}{\partial z} + \delta_{i3}g\frac{\overline{\theta'^2}}{\theta} + \left(\frac{1}{\rho}\right)\left[p'\frac{\partial\theta'}{\partial x_i}\right] - \epsilon_{u_i\theta} \end{aligned} \quad (3.1.9)$$

As incógnitas deste sistema de equações, que será necessário parametrizar, incluem termos correlacionados com a pressão:

$$(1/\rho)[\overline{p'\partial\theta'/\partial x_i}] \quad \text{e} \quad (\overline{p'}/\rho)[\partial u_i'/\partial x_j + \partial u_j'/\partial x_i] \quad \text{e} \quad \overline{w'p'}/\rho;$$

momentos de 3ª ordem: $\overline{w'E}$, $\overline{w'\theta'^2}$, $\overline{u_i'w'\theta'}$ e $\overline{u_i'u_j'w'}$; e termos dissipativos: ε e ε_θ .

A utilização de um sistema completo de equações de 2ª ordem permite prever, para além de valores para as variáveis médias e para as variâncias da temperatura e da velocidade, valores de fluxos e outras covariâncias.

3.2 Fecho Não-Local

No fecho não-local, as incógnitas de um determinado ponto do espaço são parametrizadas através de valores medidos em vários pontos do espaço. Supõe-se que a turbulência é uma sobreposição de turbilhões de várias escalas, cada um dos quais transportando fluido como se se tratasse de um processo advectivo.

A existência de uma larga gama espectral de dimensões de turbilhões sobre-impostos uns aos outros foi confirmada por Caughey (1982), através da análise de observações atmosféricas realizadas por Kaimal et al. (1976). As três técnicas de fecho não-local apresentadas nos próximos sub-capítulos compartilham a dificuldade de parametrizar a intensidade de mistura ao longo de uma grande gama de turbilhões (Stull, 1984). Para efectuar esta parametrização Berkowicz e Prahm (1979) utilizaram a sub-gama inercial do espectro; Fiedler (1984) utilizou valores de intensidade de mistura baseados na estrutura das células de convecção térmica, enquanto que a teoria transiliente da turbulência pressupõe que a intensidade de mistura esteja relacionada com as características médias do escoamento.

3.2.1 Teoria da difusividade espectral

A natureza espectral da turbulência tem sido utilizada por diversos investigadores. Kraichnan (1959), no seu modelo desenvolvido para turbulência isotrópica com elevado número de Reynolds, propôs uma interacção directa entre os turbilhões de várias dimensões. Esta aproximação levou ao desenvolvimento de um modelo Euleriano de difusão turbulenta (Roberts, 1961), que utilizava o conceito de probabilidade de deslocamento de um fluido.

Berkowicz e Prahm (1979) e Prahm et al. (1979) sugeriram um esquema para o cálculo da difusividade turbulenta espectral. Para estes autores, a difusividade turbulenta poderá ser uma função do número de onda espectral ν , originando uma equação da difusão com a forma:

$$\frac{\partial \bar{S}(z, t, v)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(z, t, v) \frac{\partial \bar{S}(z, t, v)}{\partial z} \right] \quad (3.2.1)$$

em que $K(z, t, v)$ representa a difusividade turbulenta espectral (para simplificação z representa a coordenada cartesiana vertical, identificada anteriormente por \tilde{z}). Quando integrada para todos os comprimentos de onda, esta equação pode ser escrita numa forma não-local e no espaço real:

$$\frac{\partial \bar{S}(z, t)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \int \left[\Xi(z, Z, t) \frac{\partial \bar{S}(Z, t)}{\partial Z} \right] dZ \quad (3.2.2)$$

onde Z representa uma variável relacionada com a altura. $\Xi(z, Z, t)$ é a função de transferência de difusividade turbulenta, que actua como uma difusividade turbulenta não-local; esta função especifica como é que o fluxo no ponto z é afectado pelo gradiente local de S com todas as distâncias Z . A função Ξ é definida por:

$$\Xi(z, Z, t) = \frac{1}{2\pi} \int K(v, t) \exp[i\kappa(z - Z)] d\kappa \quad (3.2.3)$$

em que i é $\sqrt{-1}$ e a integração é efectuada para todos os numeros de onda, desde $v = -\infty$ a $+\infty$.

Para utilizar esta aproximação não-local é necessário parametrizar $K(v)$ ou Ξ . Berkowicz e Prahm (1979) consideraram que os grandes turbilhões são mais eficientes a provocar dispersão, do que os turbilhões de pequenas dimensões. Baseados neste conceito, sugeriram que:

$$K(v) = \frac{K_0}{[1 + B_0 v^{4/3}]} \quad (3.2.4)$$

Supõe-se que os parâmetros, K_0 e B_0 , são proporcionais ao pico de comprimento de onda existente no espectro de energia cinética turbulenta, elevado à potência de $4/3$. Por outras palavras, efectua-se uma aproximação *a priori* baseada num comportamento idealizado do espectro de turbulência.

3.2.2 Aproximação integral

A turbulência que ocorre numa camada de mistura convectiva representa uma das situações mais difíceis de modelizar utilizando técnicas de fecho local, independentemente da ordem de

fecho utilizada. Spiegel (1963) desenvolveu equações integrais por analogia com a transferência de radiação, enquanto que Estoque (1968) demonstrou como é que se utilizavam as equações integrais na modelização do fluxo de calor. Blackadar (1979) parametrizou numericamente os conceitos apresentados por Estoque, de modo a permitir o transporte de poluentes desde a camada superficial até às camadas mais elevadas da camada de mistura.

Alguns anos mais tarde, Fiedler (1984) modificou a aproximação de Berkowicz e Prahm, apresentada no ponto anterior, e derivou equações integrais que descrevem o transporte turbulento entre todos os níveis da camada de mistura. Fiedler e Moeng (1985) aplicam este esquema de fecho não-local ao transporte vertical numa camada limite convectiva. Neste caso, a taxa de variação da concentração C de um escalar passivo será dada por:

$$\frac{\partial C(z, t)}{\partial t} = - \frac{\partial}{\partial z} \overline{w'c'} \quad (3.2.5)$$

Utilizando os conceitos apresentados por Fiedler (1984) vem:

$$\frac{\partial C(z, t)}{\partial t} = \frac{w^*}{h^2} \int \tilde{R}\left(\frac{z}{h}, \frac{z'}{h}\right) \times [C(z', t) - C(z, t)] dz' - \frac{\partial F_c}{\partial z} \quad (3.2.6)$$

onde \tilde{R} é uma quantidade adimensional que representa a taxa a que uma parcela de ar do nível z' se desloca para z através de um salto rápido e não-local. A escala da velocidade de convecção é w^* e h a altura da camada de mistura. Os parâmetros w^* e h são os únicos que afectam significativamente as propriedades de transporte da turbulência, pois antecipa-se que \tilde{R} seja uma função universal. O termo F_c corresponde à fracção de $\overline{w'c'}$ que é criada exteriormente à camada limite, e consequentemente não pode ser modelada pelo integral não-local.

A matriz \tilde{R} foi construída baseada nas funções de gradiente (“top-down” e “bottom-up”) apresentadas por Moeng e Wyngaard (1984). Estas funções foram obtidas efectuando médias espaciais e temporais de resultados de simulação de grandes turbilhões (“large-eddy simulation”). Apesar do valor da altura da camada de mistura h , evoluir continuamente nas simulações, os valores médios dos gradientes escalares atingiam provavelmente o estado estacionário.

3.2.3 Teoria transiliente da turbulência

Considere-se inicialmente, um caso ideal de uma camada limite atmosférica estável, em equilíbrio dinâmico e estável, sem turbulência (Stull, 1993). Após a acção instantânea da radiação solar, ocorrerá um aquecimento da superfície do solo, acompanhado imediatamente pelo aquecimento da camada superficial da atmosfera. Esta perturbação do equilíbrio da camada limite, originará a formação de uma circulação turbulenta que surgirá em resposta, à instabilidade estática que movimentará ascensionalmente o ar mais quente. Após a elevação desta massa de ar, o sistema re-estabelecerá o equilíbrio perdido e a circulação turbulenta terminará.

Ocorre um processo semelhante, quando as tensões tangenciais aumentam de tal modo que, o número de Richardson ultrapassa o valor crítico, e o escoamento se torna instável do ponto de vista dinâmico. Nesta situação desenvolver-se-á turbulência que mistura as correntes atmosféricas que apresentam velocidades diferentes. Resulta assim, um campo de ventos, com um novo estado de equilíbrio, dinamicamente estável e sem turbulência.

No caso de uma camada limite real, as perturbações de origem dinâmica e estática, prolongam-se durante períodos de tempo elevados. Salienta-se a acção da radiação solar que durante o Verão se mantém durante mais de 12 horas consecutivas. Neste caso a camada limite responderá continuamente à perturbação imposta, mantendo-se turbulenta enquanto a perturbação subsiste.

A parametrização da resposta da atmosfera às instabilidades, desenvolve-se numa analogia ao princípio de Le Chatelier, supondo que a desestabilização e a estabilização ocorrem em passos de tempo distintos. Durante o primeiro passo, as imposições externas alteram o perfil vertical do escoamento, tanto do ponto de vista térmico como dinâmico. Eventualmente, se as condições forem adequadas, as instabilidades acumuladas no escoamento disparam a acção da turbulência. Neste segundo passo, a turbulência reduzirá parcialmente as instabilidades existentes, através da promoção da mistura vertical. Deste modo, conseguir-se-á reduzir as tensões tangenciais e os desequilíbrios térmicos existentes.

A teoria transiliente da turbulência (Stull, 1984; 1987) supõe que a mistura turbulenta ocorre directamente através do movimento de massas de ar associadas a estruturas coerentes pertencentes a um grande espectro de dimensões. O carácter não-local desta teoria é assegurado pela parametrização de mistura turbulenta entre pontos não-contíguos. Saliente-se que o nome da teoria baseia-se no conceito em latim, de *transilire*, que significa “saltar sobre”.

Em traços gerais refere-se que este objectivo é conseguido através da construção de uma matriz de mistura $[C]$ de dimensões $(N \times N)$, sendo N o número de níveis verticais (ver Figura 3-1). Os elementos c_{ij} desta matriz representam a quantidade de ar transportada desde o nível j ao nível i em cada passo temporal. Cada um destes elementos é calculado para cada passo temporal utilizando fórmulas de parametrização adequadas.

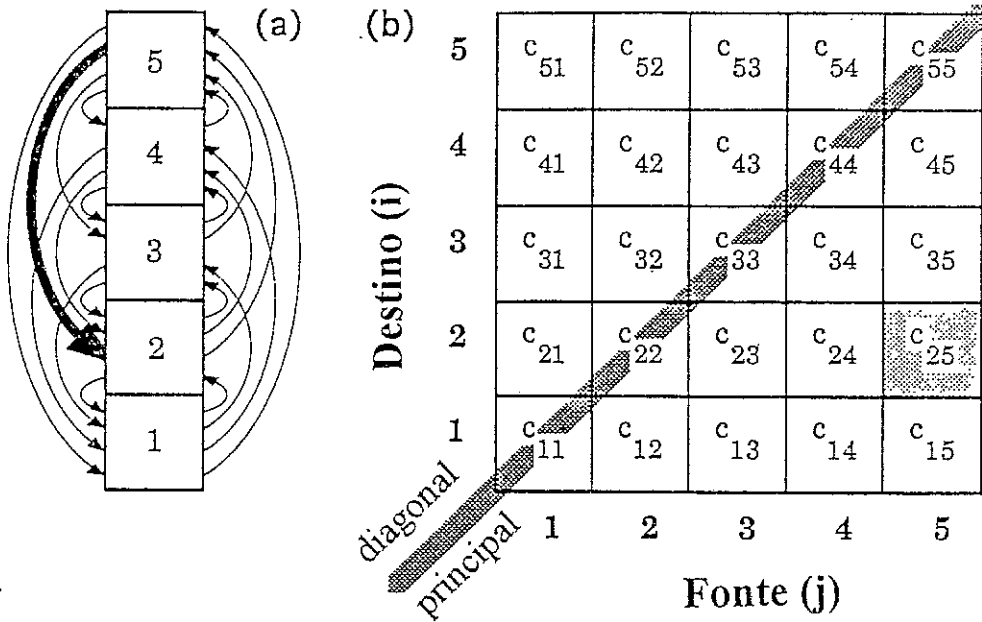


Figura 3-1 Modelo conceptual da mistura turbulenta entre vários níveis verticais (a) e sua representação através de uma matriz transitiente $N \times N$ (b). Destaca-se a mistura entre a célula-fonte 5 e a célula-destino 2 em ambas as representações. Adaptado de Stull (1993).

Em resumo, e partindo do valor inicial de uma variável qualquer $\bar{S}_i(t)$, a estrutura básica do algoritmo que representa as suposições físicas subjacentes à parametrização desenvolvida por Roland Stull pode ser descrita por:

$$\bar{S}_i^*(t + \Delta t) = \bar{S}_i(t) + \Delta t(\text{instabilidades}) \quad (3.2.7)$$

em que o nível i corresponde à altura Z , e:

$$\bar{S}_i(t + \Delta t) = \sum_{j=1}^N c_{ij}(t, \Delta t) \bar{S}_j^*(t + \Delta t) \quad (3.2.8)$$

sendo:

$$c_{ij} = f(\bar{U}_i, \bar{U}_j, \bar{V}_i, \bar{V}_j, \bar{\theta}_i, \bar{\theta}_j, \dots) \quad (3.2.9)$$

Em primeiro lugar, através da equação (3.2.7a) estima-se o valor de \bar{S}_i^* , que representa um valor intermédio de uma variável desestabilizada que inclui os efeitos forçadores externos e as condições fronteira. Posteriormente, resolve-se a equação (3.2.9), determinando a mistura a aplicar ao escoamento tendo em conta a grandeza da instabilidade existente. Finalmente, a aplicação da equação (3.2.7b) permite à mistura turbulenta destruir parcialmente a instabilidade. Em cada passo temporal, os valores médios do vento (\bar{u} , \bar{v}) e da temperatura $\bar{\theta}$, podem alterar-se, originando uma matriz transiliente que é função do tempo.

3.2.3.1 Modelo conceptual

Imagine-se uma coluna vertical de ar separada em células iguais. Focando a atenção numa única célula de referência, é possível identificar os turbilhões que se misturam na célula de referência e são provenientes de outras células e, por outro lado, localizar o destino do ar que sai da célula de referência. A mesma metodologia poderá ser aplicada à mistura entre todas as células de uma coluna.

A mistura turbulenta no interior da célula de referência (índice i), de fluido proveniente de outras células (índice j), pode provocar a alteração do estado da célula de referência (temperatura, humidade, concentração, etc.). Considere-se que \bar{S}_i^* representa a concentração média, após desestabilização, de um contaminante passivo na célula de referência i , e c_{ij} representa a fracção de ar da célula i que veio de j , no intervalo de tempo Δt . Para calcular a nova concentração no interior da célula i , só é necessário efectuar a soma dos c_{ij} para as N células da coluna, tal como descrito na equação (3.2.8). O coeficiente c_{ii} representa a fracção de ar da célula i que se mantém no interior da célula i .

Ao reconhecer que c_{ij} é uma matriz $N \times N$ de coeficientes de mistura (denominada de matriz transiliente) e que \bar{S}_i^* é uma matriz $N \times 1$ de concentrações, a equação anterior descreve uma simples multiplicação matricial.

Quando os turbilhões deslocam massas de ar de uma célula para outra transportam, para além de quantidades de determinado contaminante, também calor, humidade, quantidade de movimento e outras variáveis definidoras do estado do fluido. Assim, a mesma equação poderá ser utilizada para qualquer das variáveis, onde a matriz transiliente é igual para todas as variáveis (mudando para cada t e Δt). Obviamente, o vector ξ_j é diferente para cada variável.

3.2.3.2 Condicionantes ao cálculo

Para que o cálculo da matriz transiliente seja consistente do ponto de vista físico é necessário impor-lhe determinadas condicionantes. Nesta perspectiva, é necessário assegurar que haja conservação de massa:

$$\sum_{j=1}^N c_{ij} = 1 \quad (3.2.10)$$

Deve-se também garantir que nenhum dos elementos c_{ij} seja negativo. Caso contrário a turbulência provocaria o oposto da mistura, consistindo numa diminuição de entropia durante a transformação. Assim,

$$0 \leq c_{ij} \leq 1 \quad (3.2.11)$$

Uma matriz que respeite estas duas condições classifica-se de matriz duplamente estocástica.

A aplicação destas duas condicionantes físicas, leva a que a previsão numérica baseada na turbulência transiliente se revele absolutamente estável do ponto de vista numérico, independentemente do passo temporal ou das dimensões das células.

3.2.3.3 Parametrização do fecho

Considere-se a forma simplificada da equação da energia cinética turbulenta por unidade de massa, onde se desprezaram os termos de transporte (Stull e Driedonks, 1987):

$$\frac{\partial E}{\partial t} = - \overline{u'w'} \frac{\partial u}{\partial z} - \overline{v'w'} \frac{\partial v}{\partial z} + \frac{g}{\theta_v} \overline{w'\theta'_v} - \varepsilon \quad (3.2.12)$$

em que u e v são as componentes cartesianas da velocidade, $\overline{u'w'}$ e $\overline{v'w'}$ são os fluxos de quantidade de movimento, $(g/\theta_v)\overline{w'\theta'_v}$ é o fluxo de flutuação, a taxa de dissipação é ε e θ_v representa a temperatura potencial virtual. Os primeiros 2 termos do 2º membro representam a produção mecânica de energia cinética turbulenta, o terceiro termo representa o consumo ou produção de flutuação, enquanto que o último termo representa a dissipação viscosa.

Stull e Driedonks (1987) sugerem que a equação (3.2.12) pode ser interpretada numa perspectiva não-local, ou seja, considerando dois níveis i e j , não adjacentes. A existência de instabilidades de origem estática (Stull, 1991a) e/ou dinâmica entre os dois níveis gerará

energia cinética turbulenta na mesma escala espacial, no sentido de reduzir e remover a instabilidade. Denomina-se a energia cinética turbulenta na escala espacial $|j - i| \Delta z$, de E_{ij} , o fluxo turbulento de quantidade de movimento nessa mesma escala de $\overline{u'w'}_{ij}$, e assim sucessivamente. Desenvolvendo uma analogia não-local para a eq. (3.2.12), integrando para Δt e normalizando de seguida, através da divisão por E_{ij} , obtém-se:

$$\frac{\Delta E_{ij}}{E_{ij}} = \left[\frac{(-\overline{u'w'})_{ij}}{E_{ij}} \left(\frac{\Delta U}{\Delta z} \right)_{ij} + \frac{(-\overline{v'w'})_{ij}}{E_{ij}} \left(\frac{\Delta V}{\Delta z} \right)_{ij} + \frac{g}{\theta_{vi}} \frac{(\overline{w'\theta'_v})_{ij}}{E_{ij}} - \frac{\epsilon_{ij}}{E_{ij}} \right] \Delta t \quad (3.2.13)$$

em que o operador Δt representa uma diferença temporal, enquanto que Δ representa uma diferença espacial na vertical entre os níveis i e j .

Definem-se, de seguida, três parâmetros de escala: a escala temporal de turbulência T_0 , um parâmetro adimensional Ri_c (análogo a um número de Richardson crítico) relacionando flutuação e atrito, e um factor adimensional de dissipação D . Estes parâmetros permitem estabelecer as seguintes relações:

$$-\frac{\overline{u'w'}_{ij}}{E_{ij}} = T_0 \left(\frac{\Delta U}{\Delta z} \right)_{ij}, \quad -\frac{\overline{v'w'}_{ij}}{E_{ij}} = T_0 \left(\frac{\Delta V}{\Delta z} \right)_{ij}, \quad -\frac{\overline{w'\theta'_v}_{ij}}{E_{ij}} = \frac{T_0}{Ri_c} \left(\frac{\Delta \theta'_v}{\Delta z} \right)_{ij}, \quad \frac{\epsilon_{ij}}{E_{ij}} = \frac{D}{T_0} \quad (3.2.14)$$

Os valores ideais destes parâmetros de escala foram estimados experimentalmente por Stull e Driedonks (1987), através da comparação com observações da evolução da camada limite, realizadas na torre meteorológica de Cabaw, na Holanda, obtendo-se os seguintes valores:

$$T_0 = 1000 \text{ s}, Ri_c = 0.21 \text{ e } D = 1.$$

Finalmente, aplicando a normalização sugerida em (3.2.14) à eq. (3.2.13) obtém-se:

$$Y_{ij} \equiv \frac{\Delta_t E_{ij}}{E_{ij}} = \frac{T_0 \Delta t}{(\Delta z)_{ij}^2} [(\Delta U)_{ij}^2 + (\Delta V)_{ij}^2 - \left(\frac{g}{Ri_c \theta_{vi}} \right) (\Delta \theta_v)_{ij} |\Delta z_{ij}|] - \frac{D \Delta t}{T_0} \quad (3.2.15)$$

em que Y_{ij} representa o potencial de mistura existente entre os níveis verticais i e j .

Recomenda-se que o potencial de mistura dos turbilhões de um determinado tamanho não seja inferior ao potencial de mistura dos turbilhões maiores dimensões. Por outras palavras, se

existe uma mistura forte entre os 100 e os 500 m de altitude, deverá existir uma mistura, pelo menos igual, entre 200 e 300 m. Seria absurdo permitir que, no limite, a turbulência misturasse fluido de duas zonas afastadas, através de um região interior considerada não-turbulenta. Deste modo, aparece uma condicionante adicional que obriga os elementos da matriz Y a crescer monotonicamente entre os dois cantos e a diagonal principal.

O potencial de mistura Y_{ii} , correspondente à mistura que ocorre no interior do próprio nível i , é considerado igual ao maior elemento da linha i da matriz Y , ao qual se soma um potencial de referência Y_{ref} :

$$Y_{ii} = \max(Y_{i,i-1}, Y_{i,i+1}) + Y_{ref} \quad (3.2.16)$$

Baseados em estudos de sensibilidade, com observações meteorológicas, Stull e Driedonks (1987) apontam para $Y_{ref} = 1000$.

3.2.3.4 Mistura vertical

Para a aplicação da teoria transiliente da turbulência a modelos meteorológicos de mesoscala, é necessário ter em conta o espaçamento desigual das várias camadas, existente na estrutura vertical da maioria dos modelos. Raymond e Stull (1990) definem uma norma RN_i para cada linha da matriz de potenciais de mistura, através do somatório ponderado dos potenciais de mistura:

$$RN_i = \sum_{j=1}^N m_j Y_{ij} \quad (3.2.17)$$

sendo m_j a massa de ar contida na célula do nível j . A norma da matriz $\|Y\|_\infty$ é definida por:

$$\|Y\|_\infty = \max(RN_i) \quad (3.2.18)$$

Os coeficientes transilientes, exteriores à diagonal principal, são parametrizados através de:

$$c_{ij} = \frac{m_j Y_{ij}}{\|Y\|_\infty} \quad (3.2.19)$$

enquanto que os elementos da diagonal principal são calculados por:

$$c_{ii} = 1 - \sum_{\substack{j=1 \\ j \neq i}}^n c_{ij} \quad (3.2.20)$$

É importante notar que $c_{ij} \neq c_{ji}$, mesmo quando $Y_{ij} = Y_{ji}$, dado que $m_i \neq m_j$. Assim, Y_{ij} é uma matriz simétrica, enquanto que c_{ij} não o é.

Apesar da parametrização apresentada na equação (3.2.15) fazer sentido fisicamente, não funcionava tal como desejado. Stull (1991b) concluiu através da comparação das matrizes parametrizadas com matrizes produzidas por simulação de grandes turbilhões (“large eddy simulations”) (Ebert et al., 1989), que a parametrização apresentada provocava um excesso de mistura junto à superfície.

A simulação de grandes turbilhões demonstrou também que a distribuição de velocidades na camada limite convectiva está associada à produção de matrizes transilientes assimétricas. Ebert et al. (1989) utilizaram um modelo tri-dimensional de simulação de grandes turbilhões para prever a convecção numa camada de mistura ideal desenvolvida sobre uma superfície uniforme, sem vento e com fluxo de calor constante. Após a turbulência ter atingido um estado quasi-estacionário, injectaram-se traçadores passivos em cada um dos níveis verticais do domínio. Deste modo, cada traçador permitiu marcar o nível-fonte das massas de ar.

A evolução temporal dos coeficientes transilientes calculados por LES, mostram que, inicialmente, o transporte é descendente para quase todos os níveis, à excepção dos níveis muito próximos da superfície. O ar superficial é transportado rapidamente para a metade superior da camada de mistura. O fluxo vertical de traçador era frequentemente oposto ao gradiente local de concentração, implicando que a teoria da difusividade turbulenta é inadequada para estes casos.

Em situações de convecção muito intensa, as parametrizações “tradicionais” para o cálculo dos coeficientes transilientes, resultam em matrizes simétricas, pouco apropriadas para a simulação dos detalhes da turbulência que ocorrem na camada limite convectiva (Stull, 1991b). Exceptua-se o caso da simulação de intervalos de tempo muito curtos, em que as matrizes se aproximam mais da simetria, pois a maioria da mistura ocorre através de curtas distâncias (Ebert et al., 1989).

Assim, Raymond e Stull (1990) utilizaram um esquema ponderador que contraria a dependência irrealista da mistura com a altura. Como primeira aproximação sugeriram um esquema muito simples: em modelos em que a espessura das camadas verticais cresça monotonicamente com a altura deveria dividir-se a eq. (3.2.19) por m_j . O objectivo deste

procedimento é reduzir a mistura nas camadas mais baixas, ao mesmo tempo que se acentua a mistura nas camadas superiores. Este procedimento deverá ser obviamente refinado através de uma parametrização para o cálculo de Y_{ij} mais realista do ponto de vista físico.

Muito recentemente, Stull (1995) propôs um método para parametrizar o potencial de mistura de modo assimétrico, utilizando a energia potencial disponível através da convecção, associada ao movimento não-local das massas de ar. Esta metodologia encontra-se ainda numa fase embrionária de conceptualização. No mesmo trabalho, apresenta-se um algoritmo que permitirá desenvolver matrizes de coeficientes transilientes assimétricas mas consistentes com a conservação da massa, a partir de matrizes de potenciais de mistura assimétricas.

Durante cada passo temporal, as operações representadas pelas eqs. (3.2.15-19) deverão ser aplicadas a cada coluna de células individualmente, até todo o domínio de cálculo ter respondido às instabilidades existentes, através da acção da turbulência.

Após o cálculo da matriz transiliente c_{ij} dever-se-á recalcular um novo valor das diversas variáveis de estado S que representam o escoamento, por analogia com o estabelecido pela eq. (3.2.8).

3.2.3.5 Mistura horizontal

A turbulência é um fenómeno tri-dimensional e, portanto, se existe mistura turbulenta na vertical deverá também existir mistura na horizontal, provocada pelos mesmos turbilhões. Segundo Raymond e Stull (1990), se não se desenvolveu mistura turbulenta numa determinada porção de uma coluna vertical, através da parametrização explicitada anteriormente, dever-se-á supor que aí também não existem condições para ocorrer mistura na horizontal. Para uma dada altura, supõe-se que a mistura turbulenta na horizontal entre duas células vizinhas só ocorre se ambas as células, a essa mesma altura, têm mistura turbulenta na vertical. Só se considera o transporte entre células vizinhas, pois a largura das células é muito grande (1-4 km) e o passo temporal muito pequeno (10-30 s), não permitindo que a turbulência provoque mistura para além do seu vizinho mais próximo. A mistura horizontal é semelhante à teoria da difusividade turbulenta, excepto que, neste caso, só se admite mistura horizontal entre células turbulentas.

Define-se a coluna a examinar com o índice $i = 0$, e cada uma das quatro células vizinhas na mesma superfície η com os índices $i = 1$ a 4. Para cada coluna dever-se-á analisar cada nível vertical individualmente.

Supõe-se que o potencial de mistura horizontal Υ_{0i} é igual à fracção da largura de uma célula, que pode ser afectada pelo transporte turbulento. Esta fracção é proporcional à distância lateral (h_{0i}) que a turbulência pode misturar durante um ciclo de turbilhão, multiplicado pelo número de ciclos ($\Delta t/\tau$) que ocorre durante um passo temporal, dividido pela dimensão horizontal da célula, Δx :

$$\Upsilon_{0i} = \frac{h_{0i} \Delta t}{\Delta x \tau} \quad (3.2.21)$$

Nesta parametrização Raymond e Stull (1990) consideram que a turbulência é isotrópica e que a distância de mistura lateral h_{0i} é proporcional à dimensão dos maiores turbilhões, ou seja, igual à altura das regiões turbulentas contíguas, presentes em simultâneo nas colunas vizinhas. O potencial de mistura interno Υ_{00} é calculado substituindo h_{i0} pela altura total do domínio de cálculo. A escala temporal de um ciclo de turbilhão τ é desconhecida, embora estes autores recomendem um valor $5/6 \Delta t$. Finalmente, considera-se que $\Upsilon_{0i} = 0$ a uma dada altura, sempre que o centro da coluna (0) ou a coluna vizinha (i) não sejam turbulentos a esse nível vertical.

O valor das variáveis de estado S_0 , após a mistura horizontal será calculado através de:

$$S_0 = \frac{\sum_{i=0}^4 \Upsilon_{0i} S_i}{\sum_{i=0}^4 \Upsilon_{0i}} \quad (3.2.22)$$

3.2.3.6 Aplicações da teoria transiliente da turbulência

As teorias de fecho local, e em particular as de 1ª ordem, têm sido amplamente testadas desde o seu desenvolvimento, permitindo a quantificação das suas limitações e capacidades. As aproximações não-locais, nomeadamente a teoria transiliente da turbulência, são mais recentes e terão de ser testadas numa larga gama de aplicações e condições meteorológicas.

Com este objectivo subjacente, Stull e Driedonks (1987) utilizaram três dias de observações efectuadas num mastro meteorológico de 200 m, instalado em Cabaw, na Holanda, para testar o modelo transiliente. Estes autores deram particular atenção à evolução temporal da altura da camada limite, comparando os resultados do modelo com os dados extraídos de radiossondagens, de sondadores acústicos e do mastro meteorológico. Os perfis médios de temperatura potencial revelaram uma camada limite muito bem misturada, com gradientes não-nulos, na camada superficial e na zona de arrasto. Os perfis de humidade específica e de vento exibem, no interior da camada de mistura, um ligeiro declive, concordante com os respectivos

fluxos à superfície e no topo da camada de mistura. Ao pôr-do-Sol, a turbulência decai, deixando uma camada residual ligeiramente turbulenta.

O desenvolvimento e evolução da camada limite estável revelaram-se muito sensíveis às condições iniciais impostas ao modelo, assim como aos mecanismos forçadores mecânicos e térmicos. Durante as noites de vento forte, os perfis de camada limite evoluem para uma camada bem misturada, enquanto que com vento calmo, forma-se uma camada superficial estável.

Dados meteorológicos de uma campanha realizada em Oklahoma, nos Estados Unidos, foram utilizados por Zhang e Stull (1992) para testar várias parametrizações de cálculo dos coeficientes transilientes. As medições forneceram as condições iniciais e fronteira do modelo, e permitiram efectuar a validação dos resultados das simulações.

As simulações efectuadas para o dia 28 de Maio de 1983, mostram uma camada limite bem misturada com perfis de temperatura potencial, humidade específica e de vento bastante homogéneos. A temperatura potencial calculada difere cerca de $1,5^{\circ}\text{C}$ dos registos meteorológicos, enquanto que a humidade específica tem uma diferença média de $1,0 \text{ g.kg}^{-1}$ e ocorre uma diferença de $1\text{-}3 \text{ m.s}^{-1}$ entre as componentes do vento simulado e observado. O fluxo de calor calculado diminui linearmente com a altitude. O modelo transiliente descreve adequadamente a variação do fluxo de calor durante períodos altamente instacionários, como os que ocorrem durante o crescimento rápido da camada de mistura. Os valores de altura da camada de mistura determinados pelo modelo transiliente situam-se entre os registos das radiossondagens, do lidar e das medições efectuadas por avião-laboratório. A evolução superficial da temperatura potencial e humidade específica calculada pelo modelo aproxima-se das observações efectuadas pelas radiossondagens e por estações meteorológicas superficiais automatizadas. Como conclusão geral, Zhang e Stull (1992) referem que o modelo transiliente revela uma boa concordância com os dados experimentais da campanha meteorológica.

A aplicação mais complexa da teoria transiliente da turbulência (Raymond e Stull, 1990), consistiu na introdução desta parametrização de fecho da turbulência no modelo de previsão meteorológica MM4 (Anthes et al., 1987). Segundo Raymond e Stull (1990), uma das vantagens da teoria transiliente reside na homogeneização das várias parametrizações existentes num modelo desta complexidade. De facto a versão original do modelo utiliza parametrizações diversificadas para a camada limite, para a modelação da turbulência nos níveis mais elevados ("clear air turbulence") ou para a convecção de massas de ar húmido. Estes vários esquemas de cálculo são aplicados às mesmas células de cálculo, desenvolvendo-se por vezes, interacções complexas, produtoras de ruído numérico. Estes autores sugerem que

a utilização de um esquema unificado de simulação da turbulência, como a teoria transiliente, poderá melhorar a previsão meteorológica.

Este modelo foi aplicado a um domínio de 4880 km x 3680 km, que cobria grande parte da América do Norte. Para testar a parametrização transiliente efectuaram-se previsões meteorológicas de 72 horas, para 2 casos, em que se possuía uma grande quantidade de dados. A aplicação revelou que os aspectos positivos da implementação do esquema transiliente residem na sua grande estabilidade numérica, na capacidade de desenvolver adequadamente a camada limite e no aumento da exactidão na previsão de alguns campos meteorológico calculados no interior da camada limite. As consequências negativas resultantes da utilização da parametrização transiliente incluem um excesso de precipitação, especialmente nas regiões de topografia acidentada, uma potencial sub-estimativa da evaporação superficial e um aumento significativo do tempo de cálculo.

Com base nos resultados obtidos, Raymond e Stull (1990), concluem que entre os refinamentos adicionais a efectuar na teoria transiliente da turbulência, deverá dar-se especial atenção ao desenvolvimento e à optimização do algoritmo de cálculo, tendo em vista a redução dos custos computacionais.

Para além dos trabalhos de validação, já referidos e efectuados por Roland Stull e colaboradores, a teoria transiliente da turbulência tem sido objecto de outros estudos comparativos. Chrobok et al. (1992) compararam vários modelos de fecho local com o modelo de fecho transiliente, para o estudo da evolução da camada limite convectiva. Estes autores evidenciaram, que os modelos locais com uma parametrização simples, e que não podem resolver a convecção devido às dimensões da sua malha de cálculo, não são capazes de prever a evolução da mistura intensa que ocorre em condições de camada limite convectiva. Por outro lado, os resultados obtidos com um modelo de simulação de grandes turbilhões (LES) (Raasch, 1990), mostraram que um modelo que utilize uma malha de cálculo muito fina ($\Delta x = 125$ m) é capaz de descrever adequadamente a evolução da camada limite convectiva.

O modelo baseado na teoria transiliente produziu resultados próximos dos obtidos com LES, demonstrando que os esquemas de fecho não-locais podem parametrizar bem a convecção. Os resultados obtidos apontam para que a eliminação da hipótese de simetria no cálculo dos potenciais de mistura, represente uma melhoria qualitativa e quantitativa do modelo transiliente.

Numa perspectiva semelhante, a teoria transiliente (tal como apresentada por Stull e Driedonks em 1987) foi recentemente comparada (Cuxart et al., 1994), com um modelo de difusividade

turbulenta bastante complexo, desenvolvido por Bougeault e Lacarrère (1989), utilizando dados meteorológicos adquiridos numa campanha realizada no sudoeste de França.

Neste trabalho demonstrou-se que, apesar da fundamentação teórica dos dois esquemas de turbulência ser totalmente diferente, as suas formulações numéricas são bastante semelhantes. Ambas as teorias descrevem o efeito de mistura da turbulência através de matrizes que apresentam as mesmas características. As discrepâncias entre os resultados dos modelos e as observações meteorológicas foram sempre superiores às diferenças existentes entre os dois modelos. Existem, no entanto, algumas diferenças sistemáticas que interessa referir:

- A teoria transiliente da turbulência apresenta um arrasto menos activo, o que leva à formação de camadas de mistura mais baixas, sobretudo ao fim da tarde.
- O esquema transiliente desenvolve uma camada limite fortemente misturada, provavelmente em excesso, no que diz respeito à humidade específica e ao vento.
- A camada limite convectiva desenvolvida pelo modelo transiliente apresenta um gradiente de temperatura potencial ligeiramente instável.

Apesar destas diferenças, os resultados dos dois modelos de turbulência deverão ser considerados como bastante semelhantes, embora a teoria transiliente exija um maior número de cálculos. Tendo em conta este último critério, e numa perspectiva de comparação, Cuxart et al. (1994) sugerem que os eventuais progressos obtidos com o esquema transiliente não compensam o aumento do custo computacional.

Finalmente, Alapaty e Pleim (1995), efectuaram um estudo comparativo semelhante, utilizando três modelos de turbulência: um esquema de fecho baseado na energia cinética turbulenta e na dissipação (Yamada e Mellor, 1975b), a teoria transiliente da turbulência (Stull e Driedonks, 1987) e um outro esquema não-local, denominado de modelo convectivo assimétrico (Pleim e Chang, 1992). Estes esquemas de turbulência foram implementados num modelo uni-dimensional e aplicados a um conjunto de dados experimentais adquiridos durante uma campanha realizada no estado do Kansas, nos Estados Unidos, em 1987.

Os resultados preliminares desta comparação (Alapaty e Pleim, 1995), indicam que os esquemas de fecho não-local analisados simulam o perfil de temperatura potencial super-adiabático, que se forma junto à superfície, mais adequadamente do que o esquema local. No entanto, os esquemas não-locais desenvolvem perfis verticais de vento, excessivamente misturados, quando comparados com as observações meteorológicas e com os resultados do modelo de fecho local. O valor máximo da altura da camada de mistura calculado pelo

esquema transiliente é inferior e ocorre algumas horas mais tarde, do que a espessura máxima da camada limite detectada através das observações.

3.3 Introdução da Teoria Transiliente da Turbulência no Modelo MEMO

O algoritmo do modelo de mesoscala meteorológica MEMO (Flassak, 1990; Moussiopoulou et al., 1993) encontra-se traduzido num programa computacional bem estruturado, permitindo introduzir alterações e criar novas opções de simulação de modo relativamente simples e eficiente. Foi assim possível, introduzir no modelo MEMO a simulação da turbulência através da parametrização transiliente sem alterar a estrutura original do código computacional.

A nova parametrização foi agrupada num conjunto de sub-rotinas que efectuem os vários cálculos parcelares (potenciais de mistura, coeficientes transilientes, etc.). As várias sub-rotinas são comandadas por uma sub-rotina que é incorporada no programa principal do modelo MEMO. A parametrização da turbulência no modelo MEMO através do esquema transiliente tornou-se assim, uma opção inicial a efectuar na ficheiro de comando, definidor das condições de simulação.

3.3.1 Descrição das alterações introduzidas no algoritmo

A implementação do esquema proposto por Stull (1984, 1987) num modelo tri-dimensional requiere a parametrização da matriz transiliente. Tal como foi referido anteriormente, a parametrização adoptada deverá reagir à desestabilização do estado médio do fluido, provocadas pela acção das várias forças inerciais (radiação, advecção, força de Coriolis, etc...) e pela imposição das condições fronteira.

Na construção do algoritmo é necessário criar as condições apropriadas para que no momento do cálculo da matriz transiliente, as instabilidades, às quais a parametrização utilizada deverá reagir já tenham sido criadas. Baseado nas propostas de Raymond e Stull (1990), cada passo temporal do modelo MEMO foi sub-dividido em 6 partes:

- i) execução de todos os cálculos do MEMO que não envolvam turbulência aplicando a todo o domínio de cálculo, as condições fronteira e as forças inerciais (dinâmicas e termodinâmicas) que possam alterar ou desestabilizar o escoamento. Este conjunto de

processos é constituído pela acção da força de Coriolis, das forças de pressão, da advecção e da radiação.

ii) Cálculo das matrizes de potenciais de mistura e de coeficientes transilientes, em cada coluna vertical, baseado nas propriedades do escoamento desestabilizado e seguindo a metodologia representada pelas equações 3.2.15 a 3.2.20.

iii) Mistura vertical de todas as variáveis de estado (componentes horizontais e vertical do vento, temperatura, humidade específica e concentração de um poluente passivo), em cada coluna, através da aplicação da matriz de coeficientes transilientes (eq. 3.2.8).

iv) Cálculo dos potenciais de mistura horizontal em cada coluna (eq. 3.2.21).

v) Mistura horizontal de todas as variáveis de estado (eq. 3.2.22).

vi) Correção do campo de velocidades para garantir a conservação de massa.

A introdução destas alterações (optativas) no modelo elimina obviamente, o cálculo dos coeficientes de difusividade turbulenta K_m e K_v .

3.3.2 Estudo do desenvolvimento da camada limite atmosférica

De modo a verificar o comportamento do modelo MEMO, utilizando a teoria transiliente da turbulência, analisou-se a evolução da camada limite atmosférica, para diversos cenários meteorológicos ideais. Os diversos cenários estudados são semelhantes aos desenvolvidos por Stull e Bartnicki (1994). Estes cenários têm como objectivo promover as seguintes condições de camada limite atmosférica:

- i) camada limite (CL) neutra
- ii) camada de mistura (CM) instável
- iii) camada de mistura de origem mecânica
- iv) camada de mistura de origem mecânica e térmica
- v) camada limite estável

As condições fronteira e condições iniciais utilizadas na definição dos casos ideais i) a v), encontram-se explanados no Quadro 3-1.

Quadro 3-1 Cenários de simulação ideais: condições fronteira e condições iniciais.

	Condições fronteira	Condições iniciais	
	Fluxo de calor superficial	u (m.s^{-1})	$\partial\theta/\partial z$ (K.km^{-1})
CL neutra	nulo	10	0
CM instável	positivo	0	5
CM mecânica	nulo	10	5
ambas as CM	positivo	10	5
CL estável	negativo	10	0

Para todos os cenários utilizou-se um domínio vertical de 3000 m de altura e uma resolução da malha horizontal, tanto no eixo dos xx como no eixo dos yy , de 4 km. Dada a estrutura tri-dimensional do modelo MEMO, as condições fronteira foram marcadas por um vento paralelo ao eixo dos xx , de modo a assegurar condições de simulação horizontalmente homogéneas. Simultaneamente, o domínio numérico foi reduzido a $6 \times 6 \times 15$ células de cálculo (x, y, z) com o objectivo de minimizar os efeitos tri-dimensionais e isolar o processo de formação da camada limite atmosférica através da mistura turbulenta na vertical.

Apresentam-se de seguida, os resultados das simulações dos cenários ideais. A discussão das simulações baseiam-se na análise da evolução do perfil vertical de temperatura e de velocidade de vento.

i) Camada limite neutra: a formação de uma camada limite neutra é assegurada pela imposição de um fluxo superficial de calor nulo e uma atmosfera inicial com temperatura potencial constante, equivalente à temperatura do solo. O perfil vertical de ventos inicial é homogéneo com o valor de 10 m.s^{-1} . Nestas condições, sem estabilidade estática para suprimir a turbulência e sem fluxo de calor à superfície, atinge-se rapidamente um perfil estacionário de vento, sub-geostrófico, que tende assintoticamente para o vento geostrófico a altitudes elevadas (Figura 3-2). Tal como esperado, o perfil de temperaturas não é afectado ao longo da simulação.

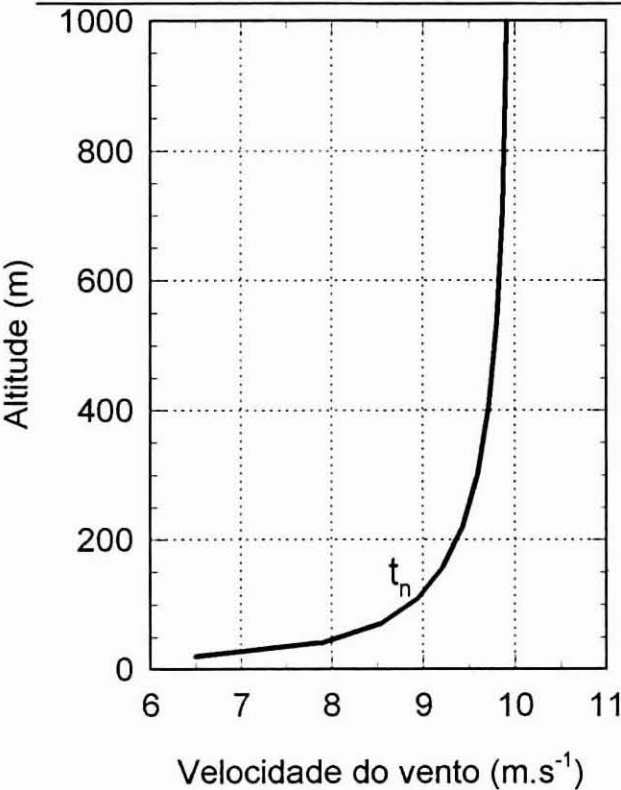


Figura 3-2 Evolução temporal do perfil vertical de ventos para simulação de uma camada limite neutra.

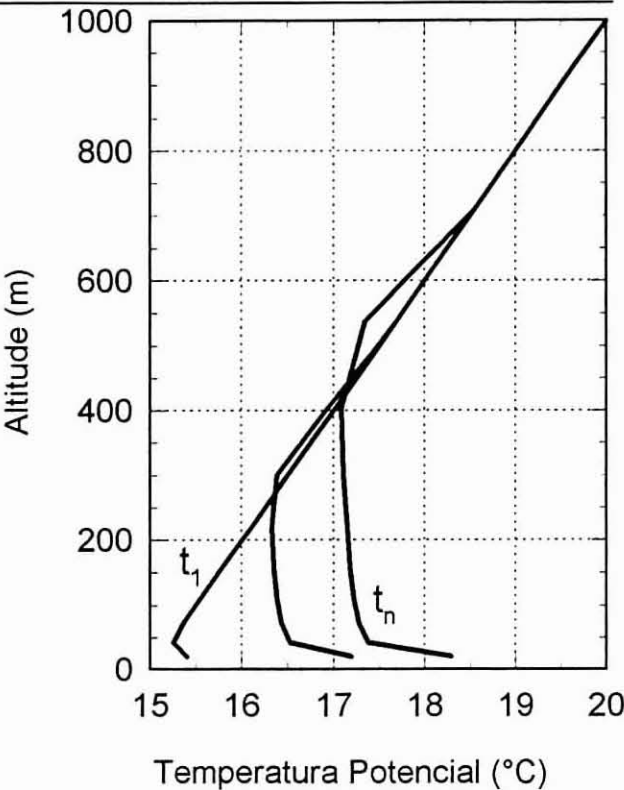


Figura 3-3 Evolução temporal do perfil vertical de temperatura para simulação de uma camada de mistura instável.

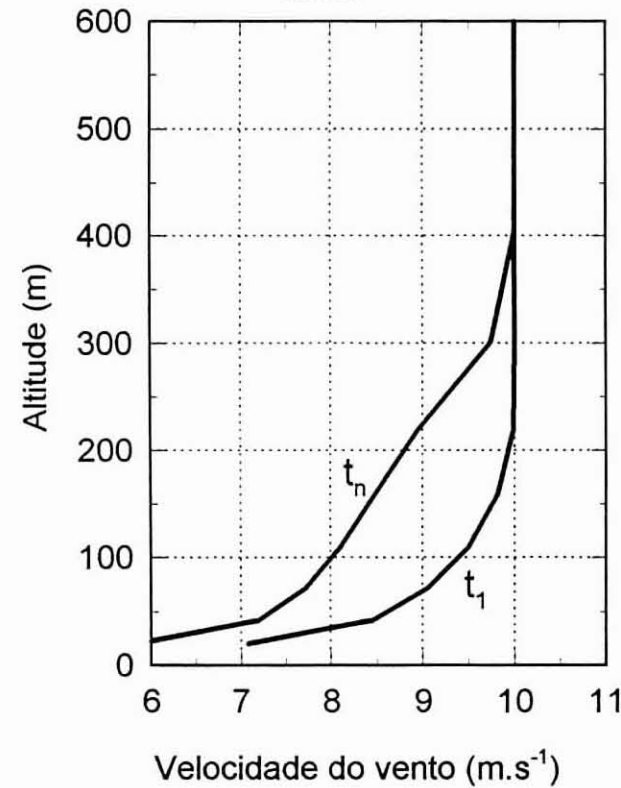


Figura 3-4 Evolução temporal do perfil vertical de ventos para simulação de uma camada de mistura de origem mecânica.

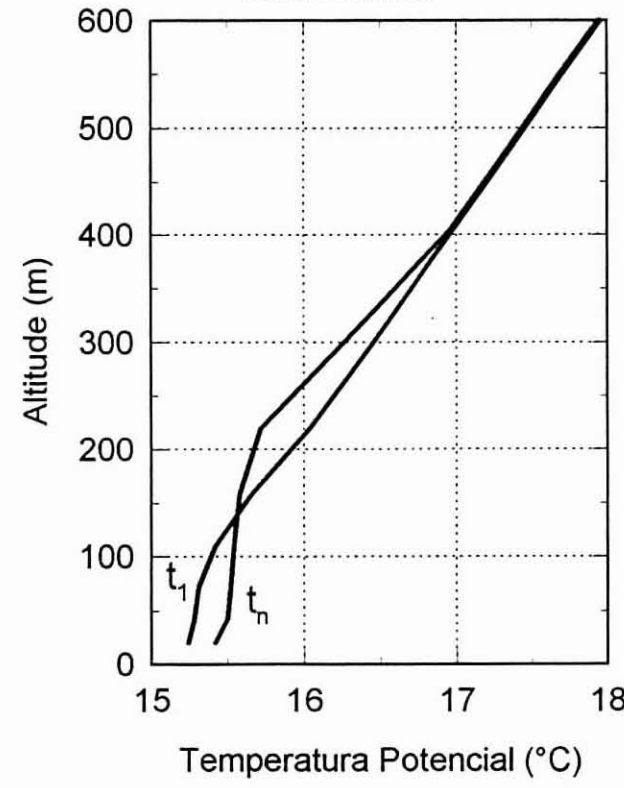


Figura 3-5 Evolução temporal do perfil vertical de temperatura para simulação de uma camada de mistura de origem mecânica.

ii) Camada de mistura instável: a simulação inicia-se sem vento e um perfil de temperatura estável. Ao forçar um aquecimento constante da superfície, gera-se uma camada de mistura convectiva, que vai crescendo ao longo do tempo. A Figura 3-3 mostra a formação de uma camada superficial com perfil superadiabático, fina e de espessura constante, sob uma camada bem misturada que apresenta uma temperatura potencial constante. A altura da camada de mistura vai crescendo ao longo do tempo.

iii) Camada de mistura de origem mecânica: esta simulação é semelhante à i) embora neste caso se tenha considerado um perfil inicial de temperatura estável. Nestas condições, a tensão tangencial (Figura 3-4) gera turbulência que vai perturbar o perfil vertical de temperatura. Desenvolve-se um perfil de temperaturas bem misturado (Figura 3-5), limitado em altitude por uma camada de grande estabilidade. Esta camada limita o crescimento vertical da turbulência.

iv) Camada de mistura de origem mecânica e térmica: este cenário é desenvolvido adicionando um fluxo de calor superficial às condições apresentadas em iii). Apesar do perfil inicial de temperatura ser estável, a acção combinada da tensão tangencial e do aquecimento superficial gera grande turbulência e um crescimento rápido da camada limite (Figuras 3-6 e 3-7). A camada de mistura cresce mais rapidamente do que no caso iii). Na camada mais superficial do escoamento forma-se uma camada superadiabática.

v) Camada limite estável: a simulação inicia-se com um perfil adiabático de temperaturas, semelhante ao encontrado frequentemente, ao fim da tarde. A formação de uma camada limite estável é imposta através do arrefecimento da superfície. Ocorre, em simultâneo, geração de turbulência devida à acção da tensão tangencial, que está associada a um vento geostrófico constante de 10 m.s^{-1} . O perfil de ventos atinge rapidamente o estado estacionário (Figura 3-8). A camada estável forma-se rapidamente, aumentando de espessura durante a noite (Figura 3-9). A acção conjugada do vento forte e da tensão tangencial, levam a que a inversão nocturna cresça rapidamente após o início do arrefecimento superficial.

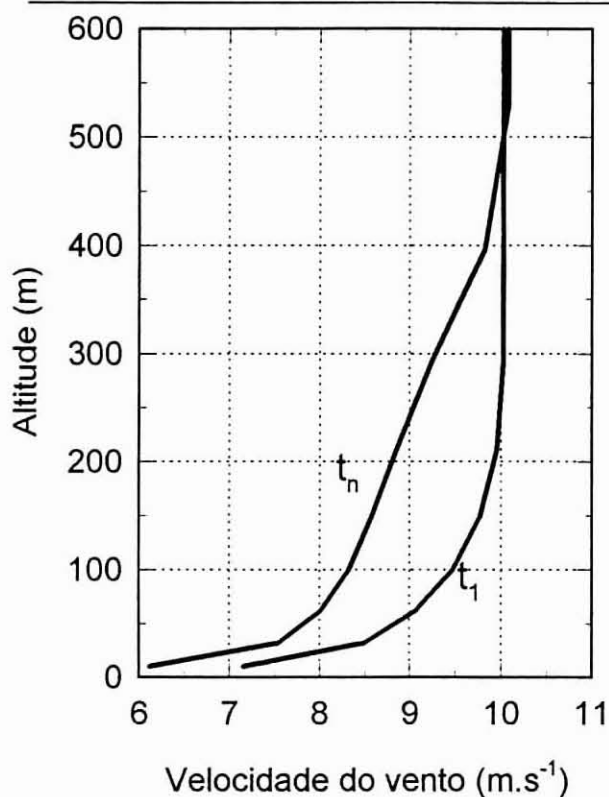


Figura 3-6 Evolução temporal do perfil vertical de ventos para simulação de uma camada de mistura de origem mecânica e térmica.

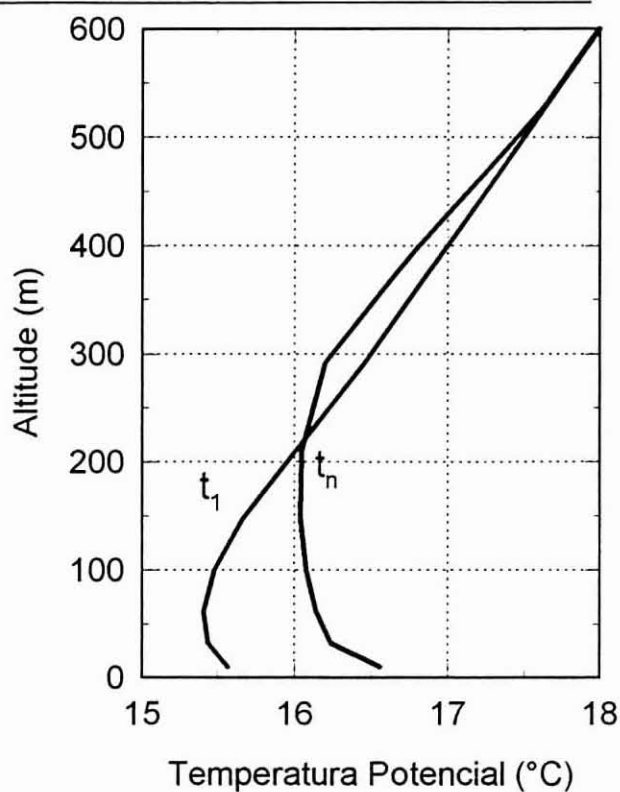


Figura 3-7 Evolução temporal do perfil vertical de temperatura para simulação de uma camada de mistura de origem mecânica e térmica.

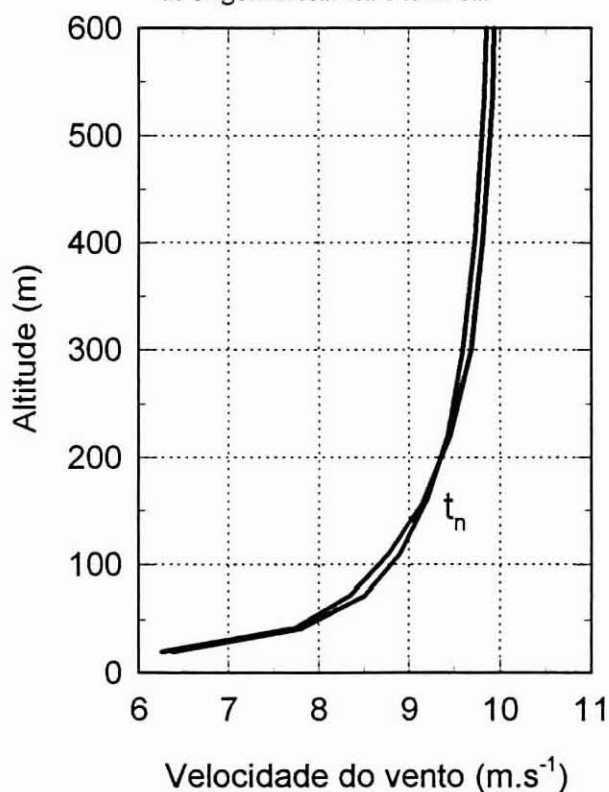


Figura 3-8 Evolução temporal do perfil vertical de ventos para simulação de uma camada limite estável.

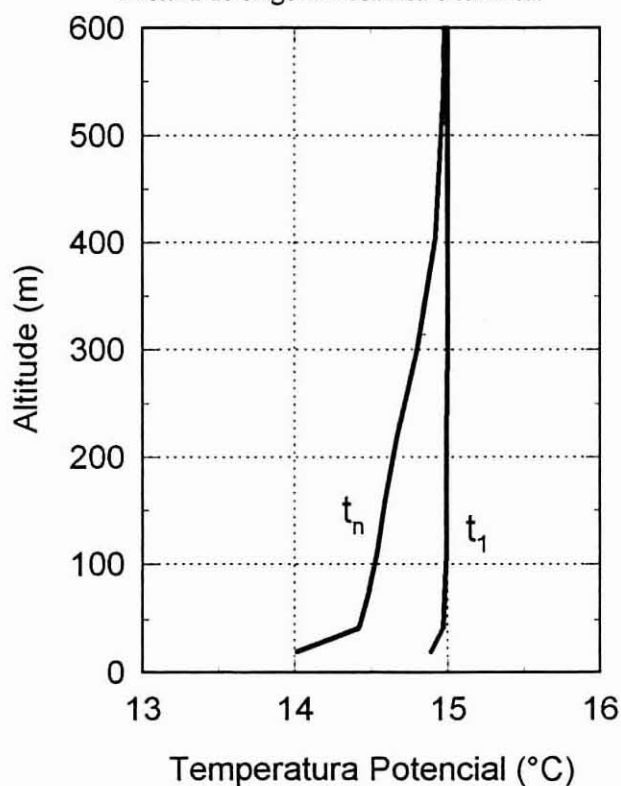


Figura 3-9 Evolução temporal do perfil vertical de ventos para simulação de uma camada limite estável.

3.4 Síntese Conclusiva

A simulação numérica da turbulência depara-se inevitavelmente com o problema do fecho do sistema de equações, resultante da tradução matemática das características não-lineares da turbulência. As técnicas de fecho podem ser classificadas em técnicas de fecho local ou não-local, dependendo do modo como incorporam a grande variedade de escalas de movimento identificadas no escoamento turbulento.

As técnicas de fecho local, admitem que é possível simplificar a descrição desse espectro de turbilhões, através da utilização do conceito de comprimento de mistura, equivalente a uma escala média de movimento turbilhonar. Independentemente da ordem de fecho utilizada, ou seja, do nível de complexidade da parametrização, as técnicas locais consideram que as trocas turbulentas são proporcionais unicamente aos gradientes existentes entre pontos contíguos.

As técnicas de fecho não-local, de desenvolvimento mais recente, consideram no fecho do sistema de equações, as várias escalas de turbilhões, permitindo a existência de trocas turbulentas entre pontos não-contíguos. Este conceito-base das técnicas de fecho não-local encontra-se bem representado na teoria transiliente da turbulência.

Desde 1984, a teoria transiliente da turbulência foi aplicada a vários modelos e os seus resultados comparados com os dados de diversas campanhas experimentais. Fazendo um resumo global das várias aplicações do esquema transiliente, conclui-se que esta técnica de fecho se revela adequada para a simulação da camada limite atmosférica, apresentando consistentemente algumas características particulares. De facto, a teoria transiliente da turbulência desenvolve uma camada de mistura fortemente misturada, por vezes em excesso, e com uma altura máxima, regra geral inferior à detectada experimentalmente. O esquema transiliente parece simular particularmente bem, a camada de perfil super-adiabático que se gera junto à superfície.

A teoria transiliente da turbulência foi implementada no modelo MEMO, constituindo actualmente uma nova opção de simulação da turbulência. A implementação deste esquema foi conseguida sem perturbar a estrutura original do modelo. Testou-se o novo algoritmo, analisando o desenvolvimento da camada limite atmosférica em condições ideais. Os resultados obtidos com a nova parametrização demonstram o bom comportamento do modelo, embora a aplicação a casos mais complexos, com topografia e condições meteorológicas reais seja essencial para avaliar completamente a sua eficiência.

AS CIRCULAÇÕES ATMOSFÉRICAS NA REGIÃO DE AVEIRO

A região de Aveiro, é uma região de grande complexidade topográfica, devido a uma utilização diversificada do solo, que produz uma malha intrincada de zonas agrícolas, urbanas e húmidas. No entanto, esta região pode ser considerada como relativamente simples do ponto de vista orográfico. Dadas estas características a região de Aveiro pareceu adequada para a elaboração dos primeiros estudos de mesoscala meteorológica elaborados no âmbito desta tese. Estes estudos concretizaram-se através da realização de uma campanha meteorológica e da aplicação de técnicas de modelação numérica.

Por outro lado, há que destacar, que esta região e mais concretamente a Ria de Aveiro, tem constituído um laboratório natural, promovendo o desenvolvimento e a aplicação de diversos projectos de investigação desenvolvidos na Universidade de Aveiro. Perante este enquadramento, os conhecimentos extraídos deste trabalho poderão ser posteriormente utilizados em estudos que integrem outras componentes importantes para a caracterização ambiental da região.

4.1 Descrição da Região

O domínio geográfico de estudo localiza-se na região costeira do Centro de Portugal. A Figura 4-1 apresenta a região considerada para estudo.

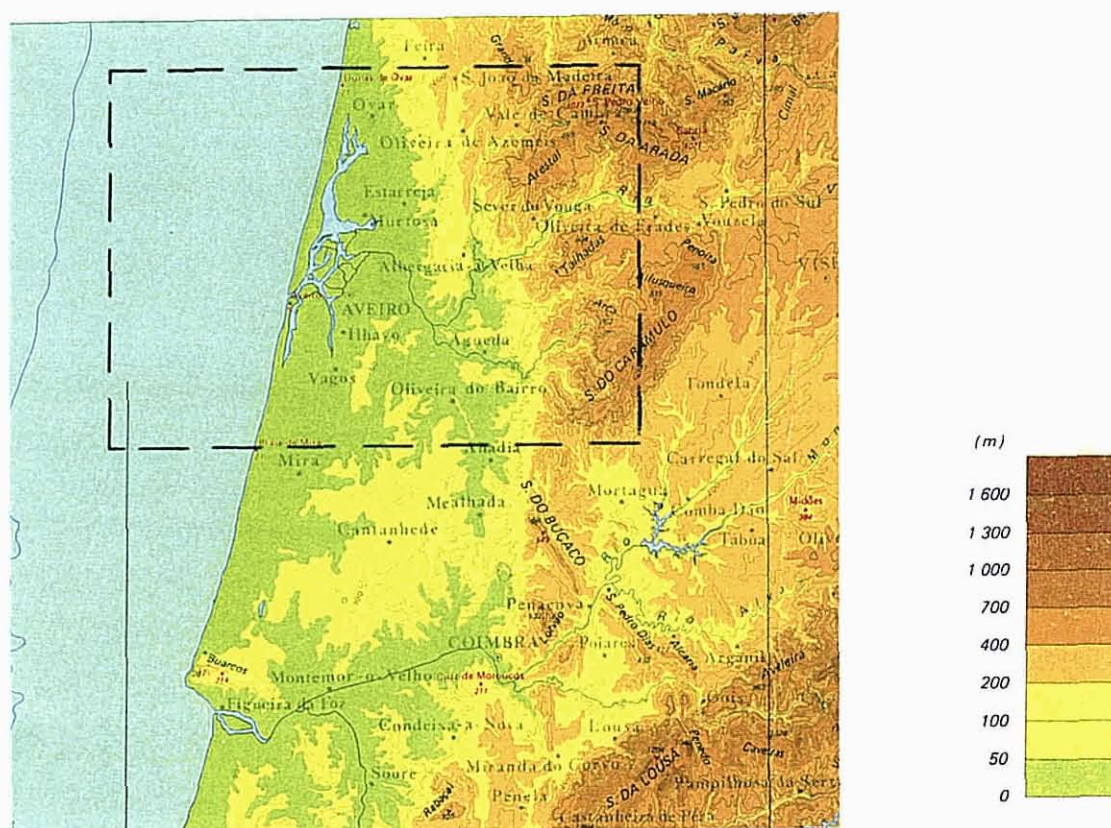


Figura 4-1 Região de Aveiro (escala 1:1000000, Atlas do Ambiente). A tracejado delimita-se a zona de estudo.

A topografia da região é dominada por uma grande laguna, denominada vulgarmente de Ria de Aveiro, que se desenvolve paralelamente à linha de costa. A Ria tem uma largura e comprimento máximos de cerca de 10 e 45 km, respectivamente, e ocupa uma área molhada de aproximadamente 45 km² na baixa-mar e de cerca 120 km² na preia-mar.

Enquanto que a parte Oeste da região em estudo é ocupada pela Ria e bastante plana, o Leste do domínio é caracterizado por uma orografia complexa, estruturada ao longo de três cadeias montanhosas: Serra de Aradas (atinge os 1119 m acima do nível médio das águas do mar), Talhadas (804 m) e Serra do Caramulo (1071 m).

A topografia da região é atravessada, no sentido nascente-poente, pelo vale do Rio Vouga. São também de distinguir os vales do Rio Caima (sentido Norte-Sul) e Águeda (no Sul do domínio).

4.2 Estrutura da Campanha Meteorológica

No Verão de 1992 organizou-se uma campanha de prospecção da baixa troposfera na região de Aveiro. Esta campanha teve como principal objectivo adquirir informação meteorológica a aplicar ao estudo das brisas costeiras. Através da análise dos dados obtidos ao longo desta campanha, pretendeu-se:

- estudar o processo de formação das brisas costeiras;
- analisar a evolução da brisa costeira ao longo do dia;
- validar modelos meteorológicos de mesoscala e/ou alterações introduzidas na sua parametrização ou formulação.

Durante a campanha realizou-se a prospecção do perfil vertical da baixa atmosfera em dois locais distintos distanciados cerca de 12 km. A informação relativa ao perfil vertical da atmosfera foi obtido através de radiossondagens, lançamento de balões-piloto e utilização de sondadores acústicos. Esta informação foi enriquecida com dados superficiais adquiridos em 5 estações meteorológicas disseminadas pela região.

A realização desta campanha meteorológica não teria sido possível sem o apoio logístico das seguintes entidades:

- Centro Universitário Fé e Cultura;
- Direcção-Geral da Qualidade do Ambiente;
- Direcção-Geral de Viação, Divisão de Viação de Viseu;
- PORTUCEL INDUSTRIAL - Centro Fabril de Cacia;
- Seminário Santa Joana;
- Serviços Municipalizados de Albergaria-a-Velha.

4.2.1 Monitorização meteorológica

A estrutura da campanha meteorológica foi planeada tendo em conta os objectivos de investigação propostos, assim como o equipamento meteorológico disponível a nível regional e nacional e as condicionantes técnicas implícitas à instalação segura do equipamento.

A estrutura da campanha deveria responder a vários objectivos em simultâneo:

- obter séries temporais detalhadas de diversos parâmetros meteorológicos durante um dia típico de Verão;
- analisar a penetração da brisa de mar através da aquisição de dados meteorológicos em várias estações, dispostas ao longo de uma linha perpendicular à costa;
- conhecer as características da circulação atmosférica da região, e suas variações espaciais à mesoscala.

A região circundante da Ria de Aveiro possui uma rede de estações meteorológicas bastante densa. No entanto, a informação adquirida, assim como o controle das estações de monitorização, encontra-se repartida por diversas entidades, sem canais de comunicação próprios. O dimensionamento da campanha partiu desta rede-base pré-existente, que incluía nomeadamente:

- a estação meteorológica da base aérea AM1, localizada em Maceda, Ovar;
- o mastro meteorológico de 30 m, instalado na PORTUCEL INDUSTRIAL - Centro Fabril de Cacia, Aveiro;
- uma torre de 10 m do Departamento de Ambiente e Ordenamento da Universidade de Aveiro, localizada nas dunas da praia do Areão, Mira.

Desde o Verão de 1992, esta rede meteorológica foi enriquecida com um mastro meteorológico de 100 m, localizado em Avanca, Estarreja, propriedade do Serviço Nacional de Protecção Civil, e com um mastro de 30 m do Centro de Zonas Costeiras e do Mar da Universidade de Aveiro, instalado no próprio Campus Universitário.

Adicionalmente contactou-se o Instituto de Meteorologia (IM) para efectuar a prospecção da estrutura vertical da atmosfera. O IM, através de aquisição de serviços, deslocou dois sistemas de SODAR e uma equipa técnica especializada na realização de radio-sondagens e lançamento de balões-piloto. Esta equipa centralizou a sua acção na zona do Campus Universitário, onde foi montado um dos sistemas de SODAR. O outro SODAR foi instalado em Albergaria-a-Velha, em terrenos dos Serviços Municipalizados locais.

De modo a alargar a densidade da rede superficial, o IM montou uma torre transportável de 12 m de altura, na Casa da Bemposta, em Pinheiro da Bemposta, no Concelho de Oliveira de Azeméis. Paralelamente, obteve-se o apoio da então Direcção-Geral da Qualidade do Ambiente que deslocou a sua Estação Móvel de Qualidade do Ar, para a área de repouso do IP-5 em Talhadas.

A estrutura geral adoptada (Figura 4-1a) permitiu respeitar os objectivos preconizados. As distorções presentes nesta Figura resultam da digitalização efectuada sobre a topografia para uma área de $72 \times 48 \text{ km}^2$, correspondente ao domínio de aplicação do modelo de mesoscala. Para além de se ter obtido uma boa distribuição geográfica do equipamento meteorológico, conseguiu-se alinhar o equipamento adequadamente, segundo uma direcção quase perpendicular à linha de costa. Durante a campanha, efectuaram-se medições da estrutura vertical em dois locais distintos, Aveiro e Albergaria-a-Velha, distanciados respectivamente, de 8 e 20 km do mar. Relativamente às estações de monitorização superficiais, embora as três estações utilizadas com aquisição mais fina (Cacia, Bemposta e Talhadas) se encontrassem bastante dispersas geograficamente, os dados obtidos permitiram analisar o efeito de um distanciamento gradual relativamente à linha de costa: 10, 20 e 35 km respectivamente. Por outro lado, observando a altitude dos vários locais seleccionados para a instalação das estações, verifica-se que foi possível captar as diversas características topográficas da região: respectivamente, os terrenos planos que rodeiam a Ria de Aveiro, as primeiras encostas viradas para poente que se encontram sob a influência de um escoamento não-afectado pela orografia, e também, o topo das colinas.

Apresenta-se de seguida, um resumo das características de cada posto de monitorização.

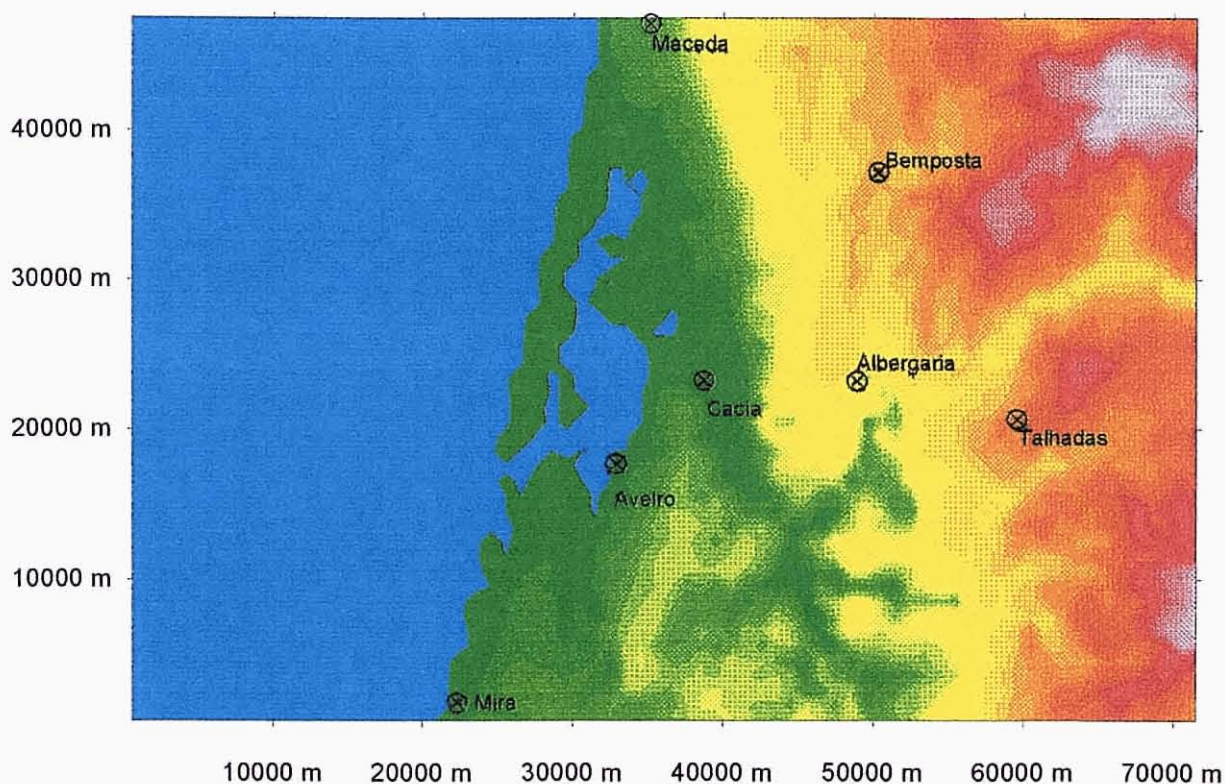


Figura 4-1a Localização das estações meteorológicas utilizadas na campanha de prospecção realizada na região de Aveiro em Agosto-Setembro de 1992.

4.2.1.1 Albergaria

Local: Armazéns da Camara Municipal de Albergaria-a-Velha, em Assilhô. Zona descampada rodeada de pinhal a cerca de 50 m, exceptuando o edifício dos Armazéns a Sul.

Altitude: aproximadamente 125 m.

Distância à costa: 21 km

Equipamento: SODAR, lançamento de balões-piloto em dias típicos.

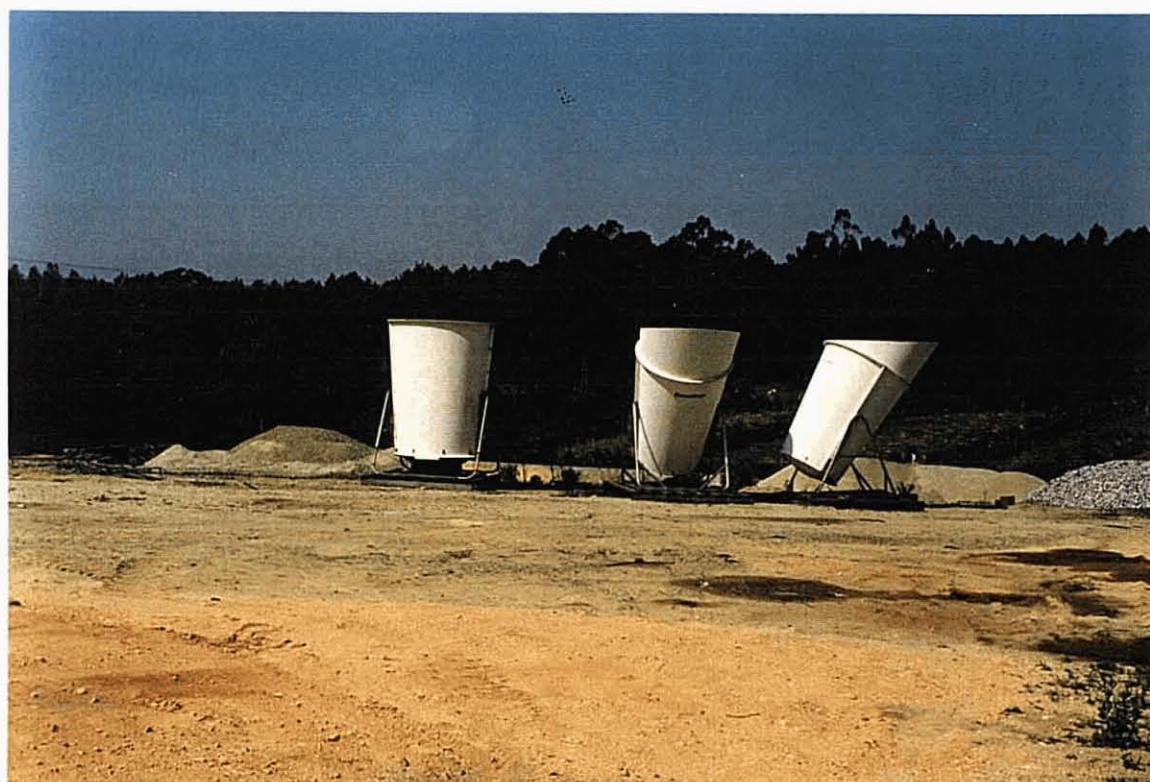


Figura 4-2 Sondadores acústicos instalados nos armazéns dos Serviços Municipalizados da Câmara Municipal de Albergaria-a-Velha.

4.2.1.2 Aveiro

Local: Campo de jogos do Seminário de St^a Joana junto ao Campus Universitário.

Altitude: aproximadamente 10 m.

Distância à costa: 8 km

Equipamento: SODAR; radiossondagens de temperatura, direcção e velocidade do vento; lançamento de balões-piloto em dias típicos



Figura 4-3 Sondadores acústicos instalados no Campo de Jogos do Seminário de Santa Joana, junto ao Campus Universitário.

4.2.1.3 Bemposta

Local: Casa da Bemposta, Pinheiro da Bemposta. Campo agrícola em terraço aberto para a Ria de Aveiro. A nascente, a cerca de 30 m localizavam-se pinheiros e eucaliptos

Altitude: aproximadamente 175 m.

Distância à costa: 20 km

Dados: Medição da velocidade e direcção do vento a 12 m de altura.

A torre meteorológica instalada na Bemposta adquiriu dados de temperatura, direcção e velocidade de vento e humidade relativa com uma frequência de 5 s com um período de integração de 1 minuto. A torre continha sensores montados em 3 níveis (2, 6 e 10 m).



Figura 4-4 Torre meteorológica de 12 m de altura montada na Bemposta.

4.2.1.4 Cacia

Local:	PORTUCEL INDUSTRIAL - Centro Fabril de Cacia.
Altitude:	aproximadamente 4 m.
Distância à costa:	10 km
Dados:	Medições de temperatura, velocidade e direcção do vento a 10 e 30 m de altura; humidade relativa a 10 m.

A estação meteorológica da Portucel-Cacia tem sensores montados a 10 e 30 m do solo.

4.2.1.5 Maceda

Local:	base aérea AM1.
Altitude:	aproximadamente 20 m.
Distância à costa:	5 km
Dados:	Observações horárias de dados climatológicos entre as 6 e as 18 horas.

Os dados adquiridos nesta estação, dado o pouco detalhe e a não representação completa do ciclo diário, revelaram-se de menor significado para os objectivos da campanha.

4.2.1.6 Talhadas

Local: Área de repouso no IP5. Espaço cedido pela Direcção de Estradas de Viseu e pela empresa construtora Conduril SA, corresponde ao topo de uma colina com grande visibilidade. Dados meteorológicos adquiridos na Estação Móvel de Qualidade do Ar da Direcção-Geral da Qualidade do Ambiente (DGQA).

Altitude: aproximadamente 400 m.

Distância à costa: 35 km

Dados: Medições de temperatura, velocidade e direcção do vento e humidade relativa a 8.5 m de altura.

Os dados medidos nesta estação foram adquiridos com um período de integração de 30 minutos.



Figura 4-4a Estação Móvel da Direcção-Geral da Qualidade do Ambiente (DGQA) instalada na área de repouso do IP-5, no topo da Serra das Talhadas.

4.2.1.7 Mira

Local: Dunas do Areão. Torre de 10 m pertencente ao Departamento de Ambiente e Ordenamento da Universidade de Aveiro.

Altitude: aproximadamente 5 m.

Distância à costa: 200 m

Dados: Medição de direcção e velocidade do vento.

Os dados do anemógrafo instalado em Mira não mereceram um processamento posterior pois apresentavam alguma irregularidade temporal que impedia a sua análise dentro dos objectivos pretendidos.

4.2.2 Calendarização

A campanha de prospecção da baixa troposfera realizou-se entre os dias 24 de Agosto e 10 de Setembro de 1992. O período de amostragem de cada uma das 7 estações meteorológicas é apresentado no Quadro 4-1, assim como o numero de medições do perfil vertical de temperatura e de vento efectuadas em cada dia. Da análise do calendário observa-se que o período decorrente entre 2 e 6 de Setembro, corresponde ao período mais completo, durante o qual todos os postos se mantiveram em actividade.

Quadro 4-1 - Calendário de funcionamento das estações meteorológicas utilizadas na campanha de prospecção da baixa troposfera realizada em Aveiro. Indica-se também o numero de sondagens de vento (V) e temperatura (T) realizadas diariamente. A sombreado marca-se o período efectivo de operação do equipamento.

	Agosto									Setembro									
	24	25	26	27	28	29	30	31	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
Albergaria																			
(V)								1	3	4	3	3	1	3					
Aveiro																			
(V)	1	4	4	4	1	4	2	2	3	4	4	4	3	3	3	3			
(T)		2	2	4	1	4	2	2	3	3	3	4	3	2	3	4			
Bemposta																			
Cacia																			
Maceda																			
Mira																			
Talhadas																			

4.2.3 Condições sinópticas

As condições meteorológicas que ocorreram durante a campanha encontram-se resumidas no Quadro 4-2.

Durante o período da campanha as condições meteorológicas foram condicionadas essencialmente pelas circulações determinadas pela crista associada ao anticiclone dos Açores, que se estendia sobre o noroeste da Península Ibérica, particularmente de 24 a 26 de Agosto e de 1 a 8 de Setembro.

O anticiclone dos Açores centrou-se ligeiramente a Sul ou Sul-sudoeste do arquipélago dos Açores entre 24 e 31 de Agosto (Figura 4-5) passando a estar localizado a Oeste da Península Ibérica de 1 a 5 de Setembro (Figura 4-7). Entre 6 e 8 de Setembro centrou-se novamente na região dos Açores (Figura 4-8). A pressão no seu centro teve valores de 1025 a 1033 hPa.

Quadro 4-2 Características às 12 UTC de 24 de Agosto a 8 de Setembro de 1992, das circulações na baixa troposfera e a 850 hPa (C - Ciclónica; AC - Anti-Ciclónica), massas de ar (Tc - Tropical continental; Tm - Tropical marítima; Pm - Polar marítima), passagem de superfícies frontais (SFF - frias; SFQ - quentes) e advecção horizontal (AQ - ar quente; AF - ar frio).

DIA	850 hPa		Superfície		Massas	Passagem de	Adv/850
	Circul Rumor		Circul Rumor		Ar	superfície frontais	
24 Ago	C	SSW	C	E	Tc		AQ
25 Ago	C	SSW	C	NNW	Tm		AQ
26 Ago	A	WNW	A	W	Tm		AF
27 Ago	C	WSW	C	SW	Tm		AF
28 Ago	C	W	C	NW	Pm	SFF (9-11 UTC)	AF
29 Ago	A	W	A	W	Pm		AQ
30 Ago	C	W	C	W	Tm	SFQ(9UTC);SFF(18UTC)	-
31 Ago	A	NW	A	NW	Pm		AF
1 Set	A	ENE	A	ENE	Pm		AQ
2 Set	A	NW	A	W	Tm		AF
3 Set	A	N	A	N	Tm		AF
4 Set	A	N	A	NE	Tm mod.		AF
5 Set	A	NE	A	N	Tm		AF
6 Set	A	NNW	A	NNW	Tm		AF
7 Set	C	NW	A	NW	Tm		AF
8 Set	C	N	A	N	Pm	SFF (6-9 UTC)	AF

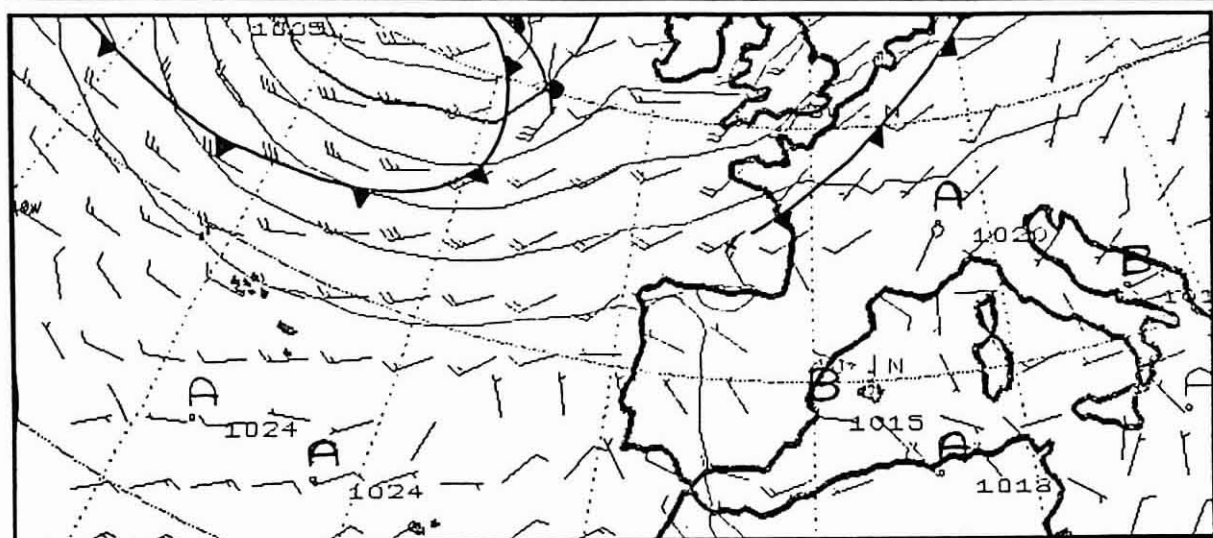


Figura 4-5 Condições sinópticas sobre a Península Ibérica a 26 de Agosto de 1992, às 12 horas.

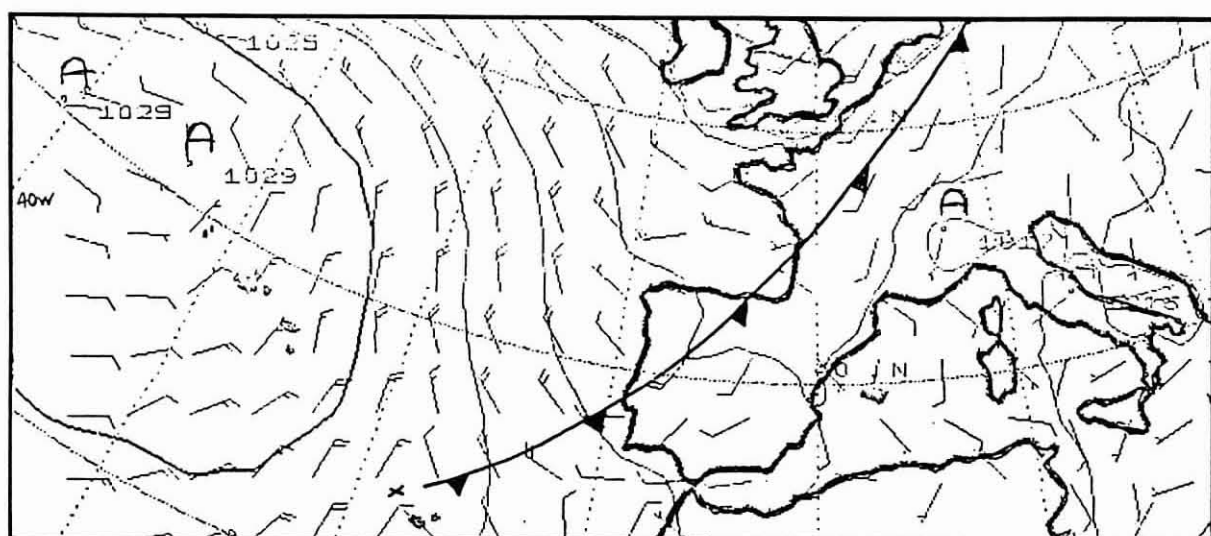


Figura 4-6 Condições sinópticas sobre a Península Ibérica a 28 de Agosto de 1992, às 12 horas.

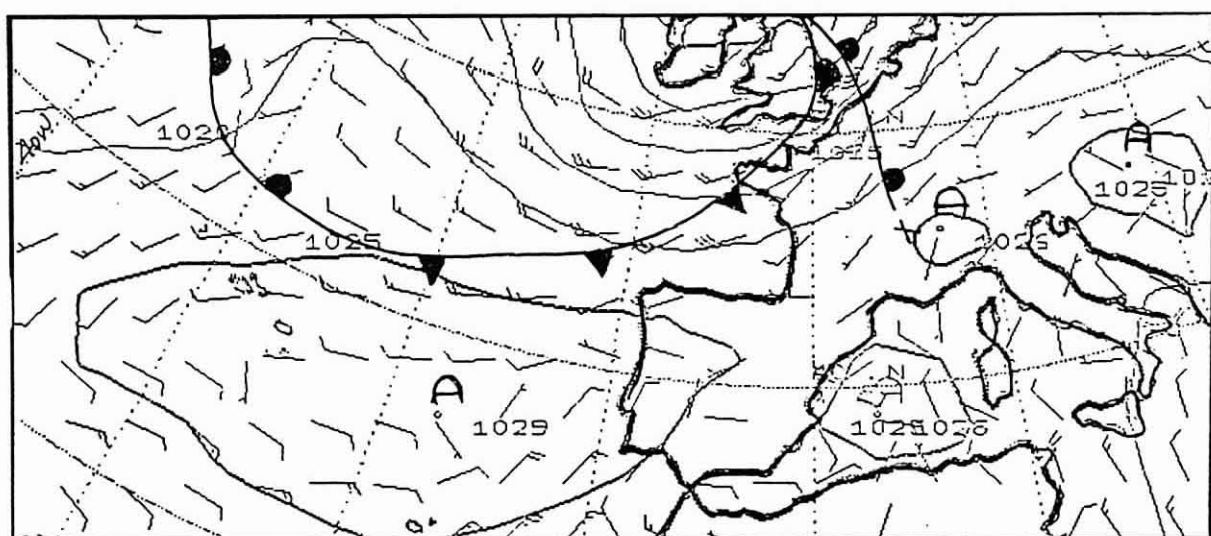


Figura 4-7 Condições sinópticas sobre a Península Ibérica a 2 de Setembro de 1992, às 12 horas.

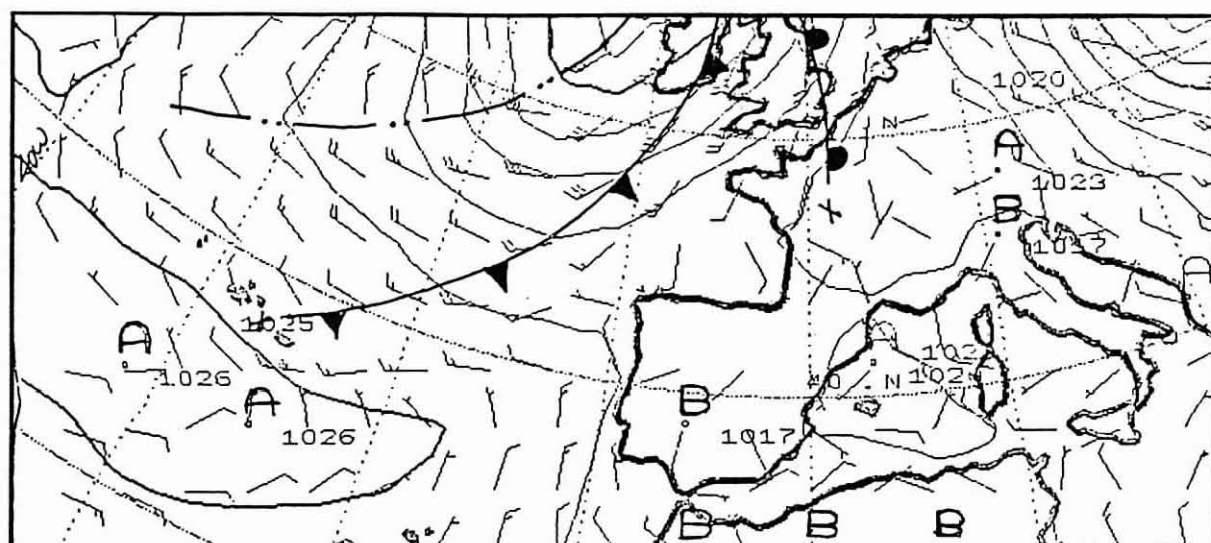


Figura 4-8 Condições sinópticas sobre a Península Ibérica a 6 de Setembro de 1992, às 12 horas.

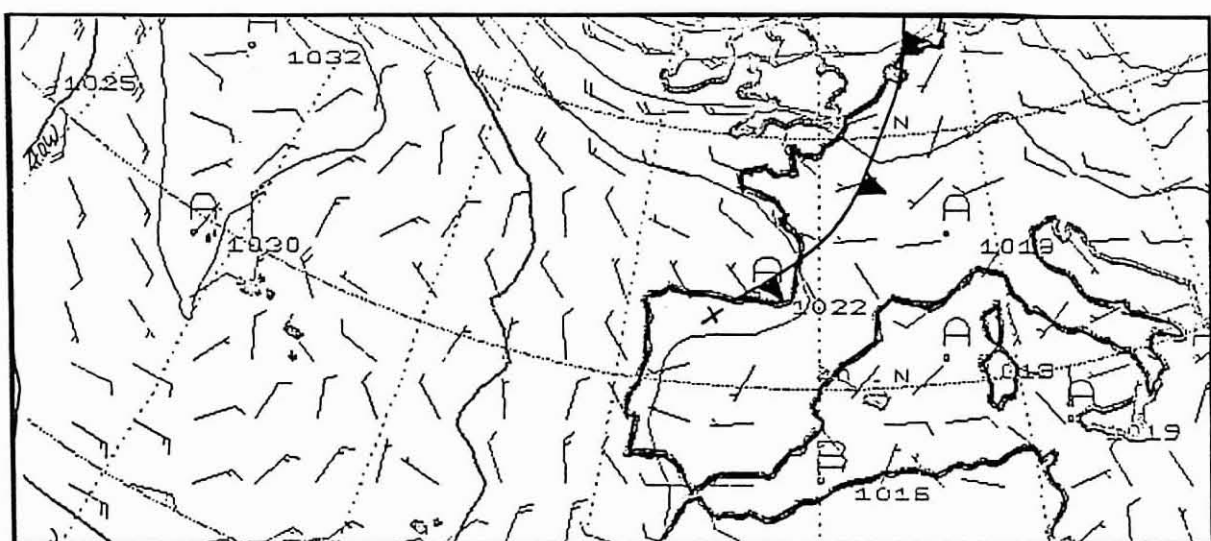


Figura 4-9 Condições sinópticas sobre a Península Ibérica a 7 de Setembro de 1992, às 12 horas.

No período de 27 a 31 de Agosto ocorreu a aproximação e passagem na região de dois sistemas frontais cuja influência foi sentida mais acentuadamente em 28 e 30 de Agosto (Figura 4-6). Também em 7 de Setembro ocorreu a passagem de uma superfície frontal fria de fraca actividade (Figura 4-9).

Durante o período da campanha predominaram as massas de ar tropical marítimo em 63 % dos dias enquanto que as massas de ar polar marítimo ocorreram em 31 % dos dias, designadamente durante o período de 28 de Agosto a 1 de Setembro durante o qual se verificou a influência de circulações perturbadas de Oeste.

As circulações na baixa troposfera, caracterizadas através da análise das circulações ocorrentes na camada superficial e no nível isobárico de 850 hPa (≈ 1600 m), foram essencialmente

anticiclónicas em 70 % (superfície) e 55 % (850 hPa) dos dias. Predominaram as circulações do sector que se estende entre os rumos Norte e Oeste, com frequências de 75 % à superfície e 70 % a 850 hPa. As circulações do quadrante Leste ocorreram em 24 de Agosto (superfície), 1 de Setembro, 4 de Setembro (superfície) e 5 de Setembro (850 hPa).

Com base na análise das cartas de 850 hPa, referentes ao período apreciado, conclui-se que ocorreu advecção horizontal de ar frio, naquele nível, nos dias 26 a 28 e 31 de Agosto e de 2 a 8 de Setembro. Contrariamente nos dias 24, 25 e 29 de Agosto e 1 de Setembro ocorreu a advecção horizontal de ar quente.

Da análise comparativa na camada superficial e no nível de 850 hPa, conclui-se que houve advecção horizontal de ar frio em 25 e 28 de Agosto e em 2 de Setembro, enquanto a advecção de ar quente ocorreu em 24, 26 e 27 de Agosto e em 4 e 5 de Setembro.

4.3 Resultados da Campanha Meteorológica

A campanha meteorológica teve a duração de 19 dias ao longo dos quais se adquiriu uma grande quantidade de informação. No entanto, devido a dificuldades operacionais inevitáveis, não foi possível garantir o funcionamento em simultâneo de todo o equipamento disponível durante todo o período da campanha. Analizando o cronograma da campanha (ver Quadro 4-1), verifica-se que ocorreram medições da estrutura vertical, em simultâneo, em Aveiro e Albergaria, entre 31 de Agosto e 6 de Setembro, enquanto que a rede superficial se manteve completamente operacional entre 2 e 8 de Setembro. A sobreposição destes dois períodos representa o período de operação óptimo da campanha.

Dada a a quantidade elevada de informação adquirida concluiu-se ser essencial seleccionar um período restrito de análise mais detalhada. O período de operação óptimo coincidiu com a existência de condições sinóticas ideais para o estabelecimento de circulações de mesoscala importantes, não ocorrendo a passagem de superfícies frontais (ver Quadro 4-2). Nesta perspectiva a análise detalhada que se inclui nos sub-capítulos seguintes foi restringida ao período de 1 a 6 de Setembro de 1992.

Por outro lado e dada a impossibilidade de retirar conclusões da análise directa dos dados adquiridos, optou-se por representar graficamente a evolução dos parâmetros meteorológicos. Sempre que possível, a representação foi feita em termos de gráficos diários, o que permitiu salientar visualmente a ocorrência de eventuais ciclos periódicos de circulação atmosférica. Os resultados gráficos da campanha meteorológica, durante o período de 1 a 6 de Setembro de

1992, assim como a sua análise individualizada encontram-se compilados em Anexo e são referenciadas ao longo do texto com o prefixo A. Nos sub-capítulos seguintes apresenta-se uma síntese das características comuns encontradas ao longo do período da campanha.

4.3.1 Perfil de vento em Albergaria-a-Velha

Durante a semana seleccionada para análise, efectuaram-se em média 3 sondagens diárias: uma sondagem entre as 11-12 h, outra entre as 15-16 h e uma última cerca das 18 h. Todos os dias considerados (Figuras A-1 a A-6) mostram comportamentos relativamente semelhantes, com excepção do dia 1 de Setembro. O perfil mais frequente, não tendo em conta as variações temporais que ocorrem ao longo do dia, apresenta as seguintes características:

- uma camada superficial, de direcção W-NW, com espessura variável entre 500 e 1000 m. O vento roda para Norte em altitude;
- a camada seguinte estende-se até cerca dos 2000 m, apresentando uma componente predominante de NW-N. Em determinadas condições desenvolve-se um escoamento do quadrante NE;
- finalmente, a camada mais elevada, mantém-se praticamente inalterada durante vários dias consecutivos, com direcção predominante de W-NW.

O dia 1 de Setembro distingue-se dos restantes, pois a ligação entre as duas camadas mais elevadas é realizada por uma rotação do vento através do sector Sul.

Da análise dos dados, pode-se também evidenciar uma variação do perfil do vento ao longo do dia. Durante a manhã (11-12 h), o vento é fraco ($3-4 \text{ m.s}^{-1}$), de direcção W-NW junto à superfície. Observa-se uma clara rotação para Norte até aos 500 m de altura. Entre 3 e 5 de Setembro, ocorre uma camada de NE-E, a partir dos 500 m. Este escoamento apresenta velocidades mais baixas ($2-3 \text{ m.s}^{-1}$). Lamentavelmente, as sondagens realizadas a esta hora, não se prolongam para níveis muito elevados, não permitindo delinear a estrutura geral do escoamento.

As sondagens das 15-16 h mostram vento mais intenso, com valores de $4-7 \text{ m.s}^{-1}$. A camada superficial, correspondente à brisa de mar, rodou para NW junto ao solo, apresentando uma espessura de 500-700 m. Nos dias 3, 4 e 5 de Setembro verifica-se um escoamento de retorno de NE-E, mais ou menos pronunciado, com intensidade de $2-4 \text{ m.s}^{-1}$. Esta circulação estende-se até aos 1500 m de altitude. A partir desse nível, surge um escoamento com poucas flutuações, de W-NW, e velocidade muito elevada (valores máximos entre $8-12 \text{ m.s}^{-1}$).

As sondagens realizadas às 18 h revelam uma estrutura semelhante às realizadas a meio da tarde. Em geral, observa-se uma intensificação da brisa de mar, que se desenvolve até aos 1000 m de altitude. O escoamento de retorno, é menos frequente, surgindo por vezes entre 1000 e 2000 m. A partir dos 2000 m, regista-se vento de WNW de forte intensidade.

4.3.2 SODAR em Albergaria-a-Velha

Os dados adquiridos com o sistema de SODAR instalado em Albergaria-a-Velha, mostram com algum detalhe as características da circulação atmosférica, assim como permite destacar a periodicidade de alguns dos fenómenos (Figuras A-7 a A-12).

Durante a noite, observa-se uma brisa de terra com 100-200 m de altura junto ao solo, com vento muito fraco ($1-2 \text{ m.s}^{-1}$). Apesar de em alguns dos dias, durante a noite, o vento ser praticamente nulo, apresenta mesmo nestes casos, uma direcção preferencial de Leste. A esta circulação sobrepõe-se, em altitude, uma circulação de N-W de intensidade variável. A brisa de terra mantém-se em actividade até cerca das 7-8 horas da manhã.

A partir das 9-10 horas estabelece-se vento do quadrante Oeste, correspondente à acção da brisa de mar. A altura inicial da frente de brisa é de cerca de 300 m. Observa-se, uma intensificação da circulação ao longo da tarde, atingindo-se um valor máximo de $5-6 \text{ m.s}^{-1}$, às 17-18 horas, a uma altitude de cerca 250 m. Esta intensificação da velocidade do vento é acompanhada de uma rotação para Norte. Durante a tarde, observa-se também uma rotação para Norte em altitude.

O início da noite, provoca a anulação do vento, nas camadas mais próximas do solo, re-estabelecendo-se uma circulação fraca, com direcção predominante de Leste.

4.3.3 Perfil de temperatura em Aveiro

Em Aveiro, realizaram-se cerca de 3 sondagens verticais de temperatura por dia. A análise conjunta dos perfis de temperaturas mostra grandes variações ao longo do dia, e também de dia para dia (Figuras A-13 a A-18). Torna-se assim um pouco difícil, definir um perfil de temperaturas típico e esquematizar a sua evolução diária.

Para além disso, existe alguma escassez de informação acerca da estrutura térmica da atmosfera no início da manhã, pois só se realizaram sondagens matinais (8-9 horas) nos dias 2

e 4 de Setembro. Ambos os perfis, mostram uma camada superficial instável que se desenvolve até cerca dos 200-250 m. Esta camada instável é delimitada por uma pequena inversão de 1-2°C. Entre os 300 e os 1300 m surge uma camada estável, praticamente isotérmica, embora se verifiquem algumas flutuações de temperatura.

Às 11-12 horas o perfil de temperaturas evoluiu. À camada superficial muito instável formada durante a manhã sobrepõe-se uma camada neutra que pode atingir os 400 m de espessura. Entre os 1100 e 1300 m pode surgir uma inversão térmica pouco significativa de 1-2°C. Por vezes não se chega a formar uma inversão nítida, embora o perfil se apresente neutro. A espessura desta camada é de cerca 200-300 m.

Quatro horas mais tarde, as características encontradas na camada mais superficial podem prolongar-se até aos 600 m de altitude. A inversão em altitude encontra-se também a níveis mais elevados, localizando-se entre os 1300 e 1600 m de altitude. Ao fim da tarde, a situação em altitude encontra-se praticamente inalterada. Em determinadas situações observa-se uma atenuação das condições de instabilidade da camada mais próxima do solo.

4.3.4 Perfil de vento em Aveiro

A análise dos perfis verticais de direcção e velocidade de vento efectuados em Aveiro (Figuras A-19 a A-24), revelam uma estrutura atmosférica, que se repete com ciclos diários, durante vários dias consecutivos. Tal como no caso de Albergaria-a-Velha, já discutido anteriormente, o dia 1 de Setembro de 1992 distingue-se dos restantes, pela existência de uma camada de vento SE-S, durante a tarde, entre os 1000 e 2000 m. Apresenta-se aqui, a análise conjunta dos dados adquiridos de 2 a 6 de Setembro com o objectivo de destrinçar padrões comuns de formação e evolução da estrutura vertical do escoamento atmosférico.

As sondagens verticais de vento realizadas no início da manhã, mostram a existência de uma brisa de terra, já incipiente e de fraca intensidade. No dia 2 de Setembro, o escoamento superficial era de NE rodando para Norte até aos 500 m. A intensidade desta circulação situava-se entre 2 e 4 m.s⁻¹.

As sondagens efectuadas algumas horas mais tarde (entre as 11-12 horas) revelam, em alguns casos, uma estrutura profundamente alterada. Nos níveis mais próximos do solo, o escoamento atmosférico é de NW, rodando para NNW-N até aos 500 m. Este escoamento, correspondente à brisa de mar, atinge velocidades máximas de cerca 6 m.s⁻¹, a 200 m de altitude. Em alguns dos dias estudados, observa-se a partir dos 500 m de altitude um escoamento de retorno com

direcção NE-E. Este escoamento estende-se até aos 1500-2000 m. A partir deste nível o vento roda gradualmente para NW.

A estrutura vertical do escoamento às 15-16 horas é semelhante à estrutura descrita anteriormente, embora se verifique uma intensificação da brisa de mar. De facto, a brisa de mar desenvolve-se até aos 750 m de altitude, atingindo velocidades máximas de $9-10 \text{ m.s}^{-1}$ a 350-400 m de altura. O escoamento de retorno é menos visível, surgindo em determinadas situações até aos 1500-2000 m com velocidades de $3-5 \text{ m.s}^{-1}$. Entre os 2000 e 2500 m, o vento roda para NW.

As sondagens efectuadas ao fim da tarde, mostram que a espessura da brisa de mar estabilizou a aproximadamente 800 m. O dia 5 de Setembro, representa uma excepção, durante o qual a brisa de mar se expande até 1400 m de altura. Neste caso, a brisa de mar, corresponde a uma camada de vento Norte, com intensidade máxima de 10 m.s^{-1} , a 350 m de altitude. A 5 de Setembro observa-se um escoamento de retorno fraco ($\approx 3 \text{ m.s}^{-1}$), de direcção NNE-NE, entre 1800 e 2700 m de altura. Nos restantes dias, a partir dos 1000 m, o escoamento atmosférico apresenta-se de NNW, rodando gradualmente para NW.

4.3.5 SODAR em Aveiro

As medições efectuadas com o SODAR instalado em Aveiro, permitem descrever a evolução do escoamento atmosférico numa camada de 500 m de espessura junto ao solo (Figuras A-25 a A-30). Regra geral, é possível distinguir ao longo do dia, três períodos com circulações distintas.

Durante a noite e a madrugada, observa-se a existência de um escoamento de NNE-NE, de fraca intensidade ($< 3 \text{ m.s}^{-1}$). Este escoamento, correspondente à brisa de terra, limita-se à camada de 150-200 m de espessura acima do solo e pode ocorrer entre as 22 h e as 5 h da manhã, embora não se prolongue durante todo este período. Por vezes, o efeito da brisa de terra é menos nítido, observando-se apenas, a formação de uma camada superficial de 150-200 m de espessura, sem vento.

A brisa de mar, com direcção NW, surge entre as 9 e as 10 h, com uma espessura inicial de 250-300 m. A camada de brisa de mar vai-se espessando e intensificando, ao longo da tarde. As velocidades máximas de vento são registadas às 19-20 h, com valores próximos de $10-12 \text{ m.s}^{-1}$, entre os 250 e 300 m de altura. Observa-se que a direcção da brisa roda para Norte em altitude. Ocorre também ao longo da tarde uma rotação geral do escoamento para Norte.

Finalmente, os períodos de transição entre as duas circulações de mesoscala, apesar de incaracterísticos, apresentam no nível superficial, uma atenuação geral da velocidade de vento. O período matinal, que antecede o aparecimento da brisa de mar, é curto, apresentando variações de vento bastante bruscas. Pelo contrário, a transição entre a brisa de mar e de terra, é mais irregular, podendo-se prolongar por algumas horas.

4.3.6 Bemposta

A análise conjunta dos dados adquiridos na torre meteorológica do Instituto de Meteorologia, instalada na localidade da Bemposta, permite identificar características particulares que ocorrem com determinada periodicidade (Figuras A-31 a A-36).

Durante a noite, o vento é regra geral, muito fraco ($< 1 \text{ m.s}^{-1}$) de direcção NNW-NNE. Observam-se flutuações importantes na direcção do vento, com períodos intercalados, em que a velocidade do vento se anula. O dia 1 de Setembro distingue-se dos restantes pela existência de um escoamento bem definido de NNE, durante toda a noite, com intensidade de 1 m.s^{-1} .

A partir das 8 h da manhã observa-se uma intensificação gradual da velocidade do vento, atingindo-se um valor máximo entre as 14 e 17 h. Este valor de pico situa-se entre 4 e 6 m.s^{-1} . A análise da evolução diária da direcção do vento na Bemposta, mostra que a partir das 10-12 h, o vento roda para W-WNW, iniciando uma rotação lenta para Norte, ao longo da tarde. A velocidade do vento mantém-se a níveis superiores a $2,5\text{--}3 \text{ m.s}^{-1}$ até cerca das 18 h. A partir desse momento, embora mantendo a direcção predominante de NW-N, o vento reduz-se de intensidade, regressando às 20 h, a valores típicos do período nocturno.

A Figura 4-10, representa a evolução diária da média das variáveis meteorológicas observadas na Bemposta no período decorrente entre 1 e 6 de Setembro de 1992. Estes gráficos pretendem identificar as características típicas do escoamento atmosférico que ocorreu na Bemposta durante a campanha de prospecção meteorológica, assim como, verificar a persistência de alguns fenómenos em vários dias consecutivos. Com esse objectivo, sobrepõe-se ao gráfico da evolução do valor médio de cada variável o desvio-padrão correspondente.

A análise da evolução média da velocidade do vento (Figuras 4-10a), repete as conclusões da análise dos dias individualizados: existe um período nocturno, que dura entre as 21 h e as 9 h da manhã, de vento fraco ($\approx 0,5 \text{ m.s}^{-1}$) e um período diurno, durante o qual o vento se intensifica, atingindo um máximo de $3\text{--}4 \text{ m.s}^{-1}$, entre as 15-17 h. A maior variabilidade interdiária ocorre durante o período de maior intensidade do vento.

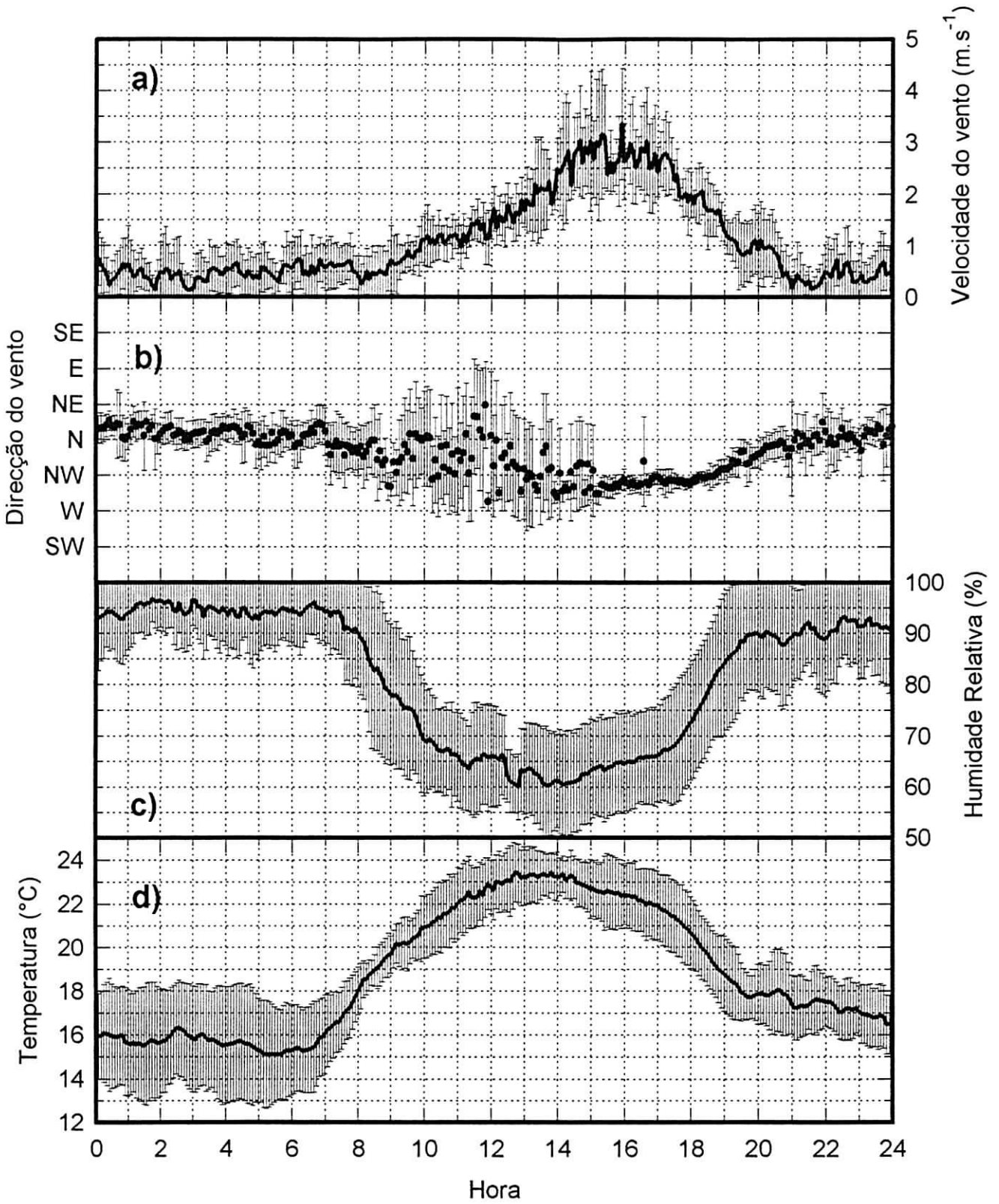


Figura 4-10 Evolução média dos parâmetros meteorológicos adquiridos na Bemposta entre 1 e 6 de Setembro de 1992, a 12 m de altura - a) velocidade do vento; b) direcção do vento; c) humidade relativa e d) temperatura.

A análise da evolução diária da direcção média do vento revela-se bastante mais interessante (Figura 4-10b). Entre as 21 e as 7 h da manhã, o vento é de N-NNE. Após o nascer do Sol, a direcção do escoamento atmosférico apresenta uma grande variabilidade de dia para dia, dependente das flutuações existentes no momento de início da acção da brisa de mar. Torna-se no entanto evidente, que a partir das 15 h, a Bemposta se encontra sob a acção de um escoamento de WNW, correspondente à brisa de mar. Evidencia-se também a rotação para Norte da brisa de mar, ao longo da tarde. Esta rotação intensifica-se a partir das 18 h, atingindo uma direcção predominante de N-NNE às 21 h.

Os dados de temperatura registados durante a campanha mostram que entre as 0 e 7 h da manhã, a temperatura apresenta flutuações, mais ou menos importantes. A temperatura média nocturna varia entre o valor mínimo de 12°C (1.Set.92) e o máximo de 18°C (3.Set.92).

Durante as noites de 2, 3 e 4 de Setembro, registou-se uma humidade relativa (HR) de 100 %, correspondente, provavelmente aos períodos de nevoeiro intenso. Salienta-se que a localização da torre meteorológica, a cerca de 200 m de altitude, na primeira linha orográfica, equivale à altura das nuvens baixas que se formam sobre a Ria de Aveiro em períodos de grande humidade.

Após o nascer do Sol, observa-se um aquecimento rápido da atmosfera, que prossegue até cerca das 11-12 h. Nesse momento, o aumento de temperatura é subitamente atenuado ou mesmo interrompido (4.Set.92). A atenuação do aquecimento é por vezes acompanhada de um crescimento instantâneo de HR em 7-10 %. Estes dois fenómenos associados, indicam claramente a penetração de ar mais frio e mais húmido, correspondente à passagem da frente de brisa de mar. Os valores máximos diários de temperatura registados flutuam entre 22,2 °C (1.Set.92) e 25,7 °C (5.Set.92). A temperatura apresenta pequenas flutuações até cerca das 17 h, a partir do qual se verifica um arrefecimento contínuo. Extrapolando entre a taxa de aquecimento antes das 11 h, e a taxa de arrefecimento a partir das 17 h, pode-se calcular uma temperatura máxima teórica, não afectada pela passagem da brisa de mar. As medições efectuadas apontam para que a brisa de mar provoque uma redução do valor máximo de temperatura de cerca 3°C, ou seja cerca de 27-28°C. Depois das 20 h, o arrefecimento é atenuado, embora se prolongue até cerca das 24 h. No período nocturno, a temperatura e a HR parecem depender fortemente das flutuações da direcção de vento. Pequenas flutuações de NNW para NNE, durante 30-45 minutos podem provocar o aumento de temperatura em 1-2°C, durante igual período de tempo.

A análise da evolução média de temperatura e humidade relativa, registados na Bemposta, entre 1 e 6 de Setembro de 1992, representados nas Figuras 4-10d e 4-10c, suportam as

conclusões genéricas já referidas. A temperatura mínima situa-se entre 13 e 18°C, enquanto que a temperatura máxima se localiza tipicamente entre 22 e 25°C. O período nocturno pode também ser diferenciado em duas fases distintas: entre as 20 e 1 h da manhã ocorre um arrefecimento gradual, enquanto que entre a 1 e 7 h da manhã, a temperatura praticamente estabiliza a nível constante. O gráfico equivalente para a humidade relativa, mostra um período nocturno com humidade elevada (85-100 %), e um período diurno com valores mínimos de HR de 50-60 %, às 14 h. Entre as 11 e 13 h, a evolução de humidade relativa mostra algumas perturbações resultantes da sobreposição do efeito da penetração da brisa de mar para os vários dias analisados.

4.3.7 Cacia

A estação de monitorização instalada em Cacia, adquiriu os dados meteorológicos com uma frequência horária. A frequência de aquisição utilizada, não permite analisar com grande detalhe a evolução e flutuações das condições meteorológicas, embora seja possível distinguir a existência de um claro regime de alternância de ventos, característico da circulação de brisa costeira.

Durante a noite, o vento é fraco ($0,5 - 2 \text{ m.s}^{-1}$) com direcção variável, por vezes com flutuações importantes. A representação das características médias do escoamento e da sua variabilidade inter-diária (ver Figura 4-11a e b), expressa em termos do desvio-padrão, mostra uma circulação nocturna bem definida do sector Leste. Esta circulação inicia-se entre as 23 e as 24 h, prolongando-se até cerca das 7 h. Ao longo deste período, o vento roda gradualmente de NE para SE, embora mantenha uma intensidade praticamente constante, com valores médios baixos, de cerca 1 m.s^{-1} .

Entre as 7 e as 10 h, observa-se um período pouco característico, com uma grande variabilidade da direcção do vento e a manutenção de vento de fraca intensidade. A partir das 10h30, os dados médios registados apresentam consistentemente um escoamento de W rodando lentamente para NNW, ao longo da tarde. A partir da rotação para Oeste, a velocidade do vento intensifica-se, atingindo-se o valor médio máximo de $5,5 \text{ m.s}^{-1}$ às 16h30. Posteriormente, a velocidade do vento reduz-se gradualmente, regressando a valores de 1 m.s^{-1} , após as 22 h. A análise dos gráficos diários da evolução da temperatura (em Anexo), mostra que os valores mínimos se situam entre 10,7°C (2.Set.92) e 16,2°C (3.Set.92), enquanto que a temperatura máxima se situa entre 23,2°C (5.Set.92) e 21,2°C (6.Set.92). A temperatura mínima ocorre imediatamente antes do nascer do Sol enquanto que o valor máximo ocorre entre as 12 e as 16 h.

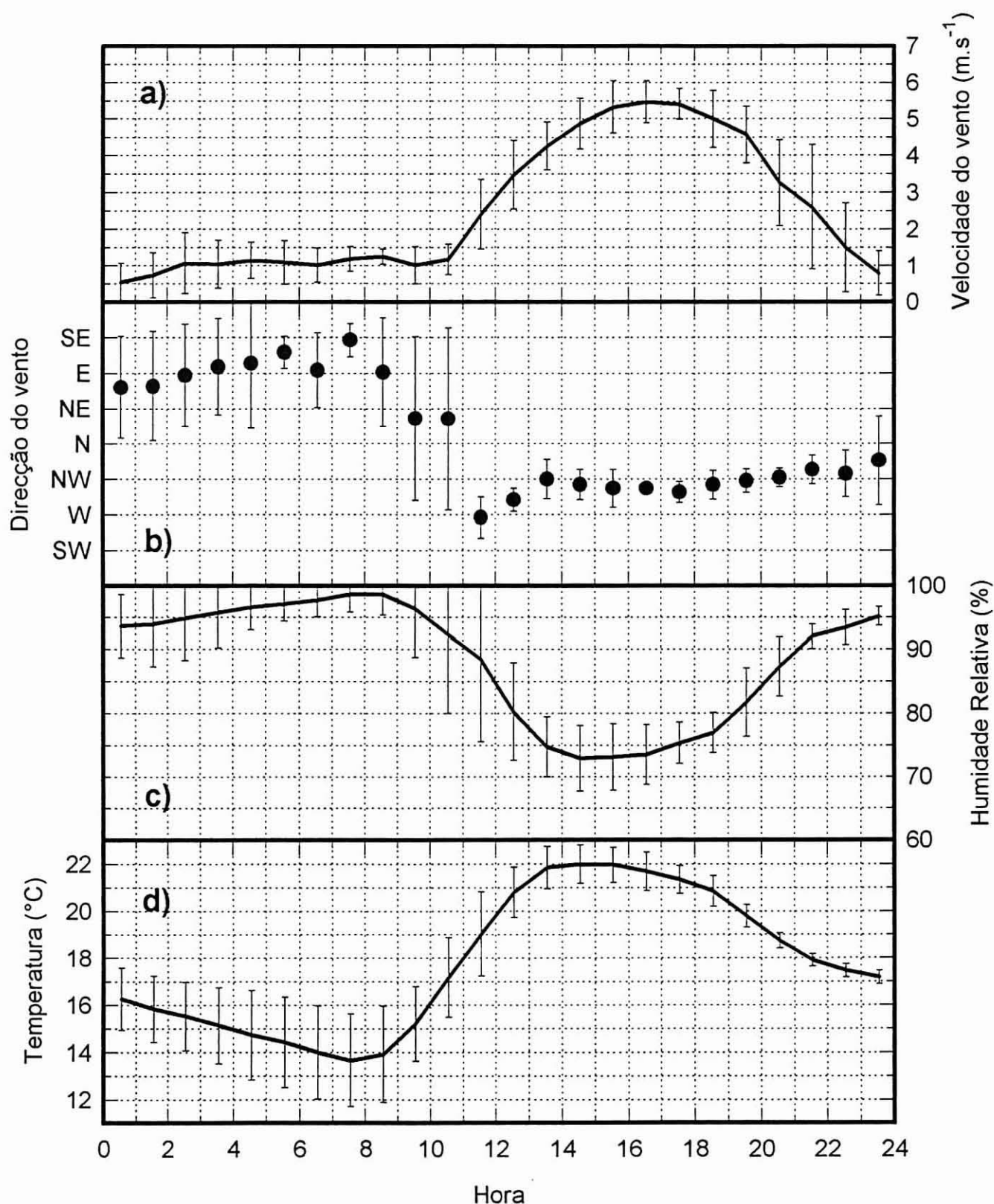


Figura 4-11 Evolução média dos parâmetros meteorológicos adquiridos em Cacia entre 2 e 6 de Setembro de 1992, a 10 m de altura - a) velocidade do vento; b) direcção do vento; c) humidade relativa e d) temperatura.

A evolução diária média da temperatura (Figura 4-11d) apresenta uma estabilização da temperatura ao nível dos valores máximos durante cerca de 2-3 horas, entre as 12 e as 16 h. Esta estabilização ocorre em simultâneo com a existência de um escoamento de NW, relativamente forte ($> 4 \text{ m.s}^{-1}$). A temperatura média apresenta um valor máximo de 22°C , com uma amplitude térmica diária de cerca 8°C .

A humidade relativa (Figura 4-11c) sofre uma variação oposta à da temperatura. Durante a noite e madrugada, a atmosfera apresenta valores de humidade relativa superiores a 90 %. A observação dos gráficos diários mostram que a atmosfera atinge a saturação (manifestada macroscopicamente pela ocorrência de nevoeiros), durante 2 a 6 horas, entre as 3 e as 10 hr da manhã, nos dias 4, 5 e 6 de Setembro de 1992. Os valores mínimos de humidade relativa ocorrem entre as 12 e as 16 hr, com teores entre 65 % (1.Set.92) e 76 % (3.Set.92). A análise da evolução horária da humidade relativa média mostra valores mínimos de 73 %, que ocorrem entre as 14 e as 16 hr. A maior variação inter-diária regista-se entre as 8 e as 10 hr, correspondente ao período de levantamento do nevoeiro matinal.

4.3.8 Talhadas

Nos dados adquiridos pela estação móvel instalada na área de repouso do IP-5 de Talhadas, não é patente de um modo tão claro como nas outras estações, a alternância de escoamentos entre a noite e o dia.

Durante a noite, o vento é muito fraco, apresentando-se com velocidade nula durante algumas horas consecutivas. A direcção do vento durante estes períodos varia fortemente. Nos dias 3 e 4 de Setembro, apesar de muito fraco, a velocidade do vento fixou-se durante a noite no sector NNW. A partir das 10 hr, a velocidade do vento cresce gradualmente até ao pico de $4,5\text{--}5,5 \text{ m.s}^{-1}$, registado entre as 15 e as 16 hr. A intensidade do vento mantém-se a níveis superiores a 3 m.s^{-1} até cerca das 19 hr, após o que decresce gradualmente, regressando aos valores nocturnos. O gráfico da evolução média da temperatura ao longo do dia, representa bem este comportamento.

Durante o período de maior intensidade do vento ($> 2 \text{ m.s}^{-1}$) estabelece-se um escoamento bem definido, com direcção constante NW. Estas condições prevalecem entre as 10 e as 20 hr (Figura 4-12c e d). A análise dos registos diários permite observar uma certa rotação de WNW para NW ao longo da tarde.

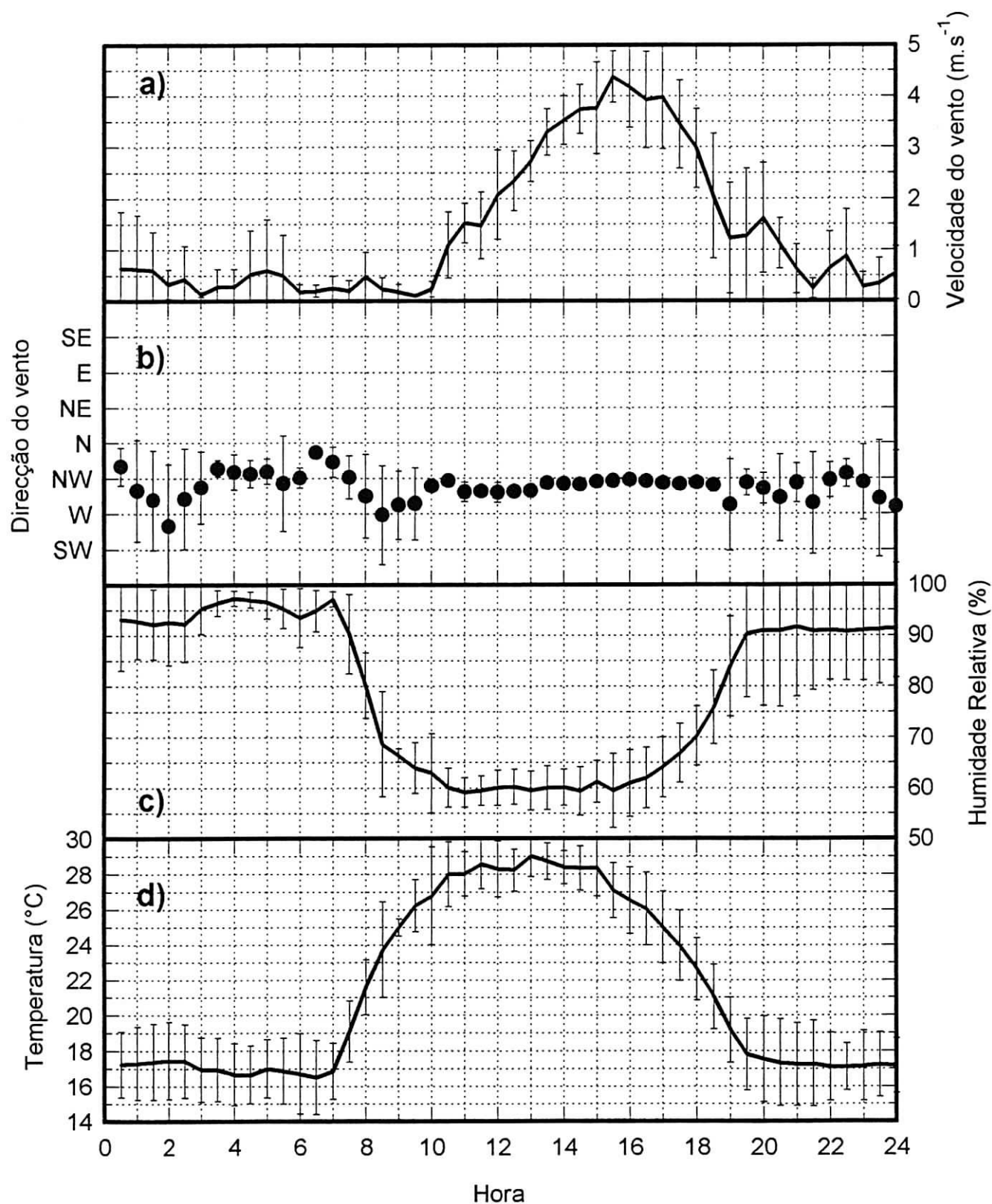


Figura 4-12 Evolução média dos parâmetros meteorológicos adquiridos em Talhadas entre 3 e 6 de Setembro de 1992, a 10 m de altura - a) velocidade do vento; b) direcção do vento; c) humidade relativa e d) temperatura.

As amplitudes térmicas diárias registadas nas Talhadas são bastante mais elevadas do que as observadas nas outras estações. De facto, as temperaturas máximas registadas situam-se entre 30,6°C (5.Set.92) e 28,2°C (6.Set.92), enquanto que a temperatura mínima flutua entre 13,8°C (4.Set.92) e 17,6°C (5.Set.92). A análise da evolução média da temperatura (Figura 4-12a) permite identificar o seguinte comportamento:

- temperatura média nocturna quasi-constante a 17°C;
- entre as 7 h e as 10h30 ocorre um forte aquecimento;
- estabilização dos valores máximos da temperatura, a 28-29°C, entre as 10h30 e as 15h00;
- arrefecimento gradual até cerca das 20h00.

A evolução média da humidade relativa ao longo do dia (Figura 4-12b), apresenta um comportamento simétrico ao da temperatura, com períodos nocturnos próximos da saturação (humidade relativa > 90 %) e valores mínimos de 60 % durante a tarde.

A análise simultânea da evolução diária da temperatura e da humidade relativa (em Anexo) evidencia determinadas flutuações não representadas nos gráficos da evolução média. Tal como já foi referido e identificado para outras estações de monitorização utilizadas na campanha, a passagem da frente da brisa de mar, atenua a temperatura máxima registada, estabilizando a temperatura entre as 10h30 e as 15h00. No entanto, é possível identificar uma descida ligeira de temperatura, e consequente subida de humidade relativa algumas horas mais cedo. De facto, nos dias analisados, entre as 8h30 e as 9h00, observa-se uma descida de temperatura de cerca 0,5 °C e uma subida de humidade relativa de 4-5 %. O aumento do teor de humidade é mais marcado do que a flutuação registada na temperatura do ar. Relembre-se que a estação das Talhadas se encontrava instalada no topo de uma colina, a cerca de 400 m de altitude. Assim estas flutuações poderão estar associadas ao estabelecimento de um escoamento ascensional, ao longo da vertente, que transporta ar mais frio e húmido, proveniente da planície da Ria de Aveiro.

4.3.6 Análise global da região

O conjunto de resultados adquiridos durante o Verão de 1992, permitem evidenciar a importância dos ciclos meteorológicos de mesoscala na definição das circulações atmosféricas que se formam na região de Aveiro. Dada a localização geográfica da região, a área de estudo é particularmente afectada pela ocorrência de brisas costeiras, ressaltando a acção da brisa de

mar, de forte intensidade, persistência e de grande frequência. A brisa de terra, que se manifesta durante a noite, surge menos bem definida e provavelmente terá efeitos menos marcados nos padrões de transporte atmosférico da região. Apesar da incipiência do escoamento nocturno, a alternância de direcção do escoamento atmosférico é bem visível na representação gráfica da evolução dos parâmetros meteorológicos.

A análise conjunta dos dados adquiridos nas três estações superficiais utilizadas durante a campanha mostram algumas características comuns.

Na Bemposta e em Cacia, durante a noite, o escoamento é geralmente muito fraco, com velocidades inferiores a 1 m.s^{-1} . A direcção do vento, apesar de apresentar grandes flutuações, situa-se no sector NE, correspondendo à direcção típica de desenvolvimento de uma brisa de terra. Será de referir que a localização da estação da Bemposta, apresenta a NE e Este árvores de elevado porte a 40-50 m de distância, o que poderá ter afectado a monitorização adequada da brisa de terra. Durante o dia, algumas horas após o nascer do Sol, dá-se início à brisa marítima e a direcção do vento posiciona-se no sector Oeste. Gradualmente, durante a tarde, o vento roda por NW, colocando-se no sector Norte entre as 20 e as 21 h. A intensidade do vento cresce após o início da brisa marítima, atingindo o valor máximo à superfície de $4\text{-}6 \text{ m.s}^{-1}$, entre as 15 e as 17 horas.

Em Talhadas, o escoamento apresenta-se do quadrante Norte durante todo o período, embora ocorram maiores flutuações durante a noite.

O detalhe dos dados adquiridos na Bemposta e em Talhadas, permitem detectar a passagem da frente de brisa marítima. A penetração da brisa reflecte-se numa diminuição ($0,5 - 1^\circ\text{C}$) ou atenuação do crescimento da temperatura do ar e um ligeiro e súbito aumento da humidade relativa ($5 - 10 \%$). Pode-se considerar que o início da brisa de mar sobre Cacia fica marcado pelo estabelecimento de um escoamento bem definido do sector NW. No Quadro 4-3 comparam-se as hipotéticas horas de passagem da frente de brisa, determinadas com estes critérios, para as várias estações meteorológicas e para os dias 3 e 5 de Setembro de 1992.

Quadro 4-3 Hora de passagem da frente de brisa marítima

Dia	Cacia	Bemposta	Talhadas
3.Set.92	10:30	11:09	12:30
5.Set.92	9:30	10:20	12:00

Se se considerar que a frente de brisa se desenvolve paralelamente à linha costeira, e tendo em conta as distâncias entre as várias estações, obtém-se uma velocidade de avanço da brisa, entre 3 e 4 m.s^{-1} para 3 de Setembro de 1992, e entre 2 e 3 m.s^{-1} para 5 de Setembro de 1992. A maior velocidade de avanço para o dia 3 de Setembro é consistente, quando se comparam as velocidades do vento, a altitudes não afectadas pela brisa (2500 - 3000 m). No dia 3 de Setembro, em Aveiro, o vento a 2500 m era de NW com 6 m.s^{-1} , enquanto que a 5 de Setembro, apresentava direcção NNE, oposta à evolução da brisa, com 3 m.s^{-1} .

A manutenção da brisa marítima, transportando ar mais fresco e húmido, tem um efeito marcado na evolução diária da temperatura do ar, limitando o aquecimento da atmosfera e provocando a estabilização da temperatura em níveis quase constantes entre as 12 e as 17 h.

A alternância cíclica, brisa marítima - brisa de terra, observada nos registos das estações superficiais, reflecte-se também na estrutura vertical da baixa troposfera. Tanto os dados adquiridos pelas sondagens, como os dados registados através dos sondadores acústicos instalados em Aveiro e em Albergaria-a-Velha, permitem conhecer a amplitude vertical do fenómeno.

A estrutura vertical da brisa de terra só pode ser estudada através dos dados de SODAR, pois não se realizaram sondagens nocturnas. Durante a noite ambas as estações de SODAR, mostram a ocorrência de uma camada superficial de 150 - 200 m de espessura, com vento muito fraco, mas com direcção preferencial NE-E. Em Albergaria a brisa de terra é mais nítida e de intensidade mais acentuada. Estas condições mantêm-se até cerca das 8 horas. A 2 e 4 de Setembro de 1992, efectuaram-se na estação de Aveiro, sondagens matinais entre as 8h30 e as 9h00. Estas sondagens mostram nitidamente uma camada superficial de vento NNE-NE, que roda gradualmente para Norte até aos 500 m de altitude.

A baixa discretização temporal não permite acompanhar com o detalhe desejado a passagem da frente de brisa. A brisa marítima surge de NW, em ambas as localidades, entre as 9-10 h, com uma espessura inicial de cerca 300 m. Observa-se a rotação do escoamento para Norte em altitude. Esta característica mantêm-se durante toda a tarde. Às 12 h a brisa de mar expande-se até cerca dos 500 m de do solo. A velocidade de pico observa-se a 200 m do solo, com valores mais elevados em Aveiro ($\approx 6 \text{ m.s}^{-1}$), do que em Albergaria (3-4 m.s^{-1}). Esta diferença mantêm-se durante a tarde, à medida que a espessura da brisa cresce até 700 - 800 m. As velocidades máximas ocorrem agora, a cerca de 500 m do solo, com valores 10-12 m.s^{-1} , em Aveiro e 8-9 m.s^{-1} em Albergaria-a-Velha. Ao longo da tarde, há uma tendência geral de rotação do escoamento superficial para Norte.

Em Albergaria, observa-se um escoamento de retorno, de fraca intensidade ($2 - 4 \text{ m.s}^{-1}$), que se estende até aos 1500 m.

Após o pôr-do-Sol, a intensidade do vento nos níveis mais próximos do solo, decai. Em Aveiro, em alguns dias, o escoamento de N-NW associado à brisa de mar permanece para além do pôr-do-Sol.

Por último, e tal como já se referiu, há que salientar que nos dados registados na estação de Talhadas, no topo de uma colina e a 35 km do mar, a alternância de escoamentos entre a noite e o dia, não é tão clara como nas restantes estações. As características meteorológicas desta região parecem ser influenciadas pela orografia, que produz escoamentos ascensionais, que predominam entre as 8h30 e as 9h30.

4.4 Aplicação do Modelo MEMO

Após análise das condições meteorológicas que ocorreram durante a campanha experimental realizada no Verão de 1992, seleccionaram-se dois dias para aplicação do modelo MEMO à região de Aveiro. De modo, a abranger a diversidade possível de situações, seleccionaram-se os dias 1 e 5 de Setembro de 1992.

O dia 5 de Setembro foi seleccionado pois poderá ser considerado como um dia que representa as condições típicas de Verão na região. Os dados meteorológicos disponíveis para o dia 1 de Setembro apresentam uma brisa de terra bem definida, com um escoamento de retorno em altitude. O perfil vertical da baixa troposfera apresenta camadas bem definidas que se mantem durante todo o dia. Apesar da relativa escassez de dados meteorológicos adquiridos durante 1 de Setembro de 1992 torna-se interessante aplicar o modelo MEMO, pois revela uma estrutura vertical do escoamento mais complexa e poderá servir de contra-ponto ao dia 5 de Setembro de 1992.

4.4.1 Preparação dos dados de entrada

4.4.1.1 Dados topográficos

A aplicação a uma dada região de um modelo de simulação do escoamento atmosférico a nível da mesoscala, obriga à descrição apropriada das características topográficas da região em estudo. O modelo MEMO necessita dois parametros fundamentais: a orografia e o tipo de

cobertura do terreno. A orografia tem um efeito directo e óbvio nas características do escoamento atmosférico, enquanto que a cobertura superficial do terreno apresenta uma influência mais indirecta. O tipo de cobertura superficial do terreno interfere a nível dos balanços térmicos ar-solo e através da rugosidade superficial nas características aerodinâmicas do terreno.

Com estes objectivos foi preparada uma base de dados contendo a informação geográfica digitalizada necessária ao modelo. A informação foi retirada da leitura das cartas dos Serviços Cadastrais do Exército (SCE) nºs 153, 154, 155, 162-A, 163, 164, 165, 173, 174, 175, 176, 184, 185, 186, 187, 195, 196, 197, 198. Optou-se por utilizar como base de trabalho para a digitalização, a malha quilométrica sobreposta às cartas dos SCE. Assim, efectuou-se para cada quilómetro quadrado da região, uma estimativa da altitude média e da ocupação do terreno em termos percentuais, subdividida em 7 classes distintas: água, zonas áridas, vegetação escassa, agricultura, floresta, suburbios e centro urbano.

Na figura 4-15, obtém-se uma imagem global da cobertura superficial do terreno na região digitalizada, representado-se a classe de cobertura predominante em cada quadrícula quilométrica.



Figura 4-15 Cobertura do terreno na região de Aveiro após digitalização. (azul = água, verde = floresta, castanho = agricultura, amarelo = zonas áridas, laranja = vegetação escassa, vermelho = suburbano)

Para além da óbvia separação entre zona oceânica-lacustre e zona terrestre, é possível distinguir outras características desta região. A zona terrestre parece ser dominada por ocupação florestal, exceptuando as zonas de altitude superior a 600 metros onde escasseia a vegetação. Salienta-se também, uma mancha importante de ocupação agrícola predominante, nos terrenos situados a altitudes inferiores a 50 metros.

Da análise das várias figuras que incluem os campos de vento conclui-se que a escala utilizada na digitalização permite distinguir com rigor, as estruturas orográficas existentes na região: a linha de costa e a Ria de Aveiro, os vales do rio Vouga, do rio Águeda e menos nitidamente do rio Caima, assim como as Serras do Caramulo, da Freita e da Arada.

4.4.1.2 Dados meteorológicos

O modelo MEMO necessita de dados meteorológicos reais que permitam definir as condições iniciais, assim como, estabelecer as condições fronteira da simulação.

No caso em estudo, utilizaram-se os dados das radiossondagens de temperatura e vento realizadas em Aveiro, para construir os ficheiros meteorológicos. Utilizaram-se os dados superficiais de temperatura para efectuar a extrapolação das sondagens para o momento inicial da simulação. A temperatura da água do mar é considerada com constante ao longo da simulação, com o valor de 16°C, para ambos os casos analisados.

4.4.2 Caso #1 - 5 de Setembro de 1992

Durante o dia 5 de Setembro de 1992, a costa Oeste da Península Ibérica encontrava-se sob a acção de uma circulação de Norte.

As radiossondagens efectuadas em Aveiro, revelam uma estrutura vertical da troposfera relativamente simples. Às 11 horas o vento era fraco ($2-3 \text{ m.s}^{-1}$) até aos 3000 m, com direcção NNW. Entre os 700 e 2000 m ocorreu uma camada de vento predominantemente de NE. Até às 15 horas a estrutura vertical da baixa troposfera manteve-se praticamente inalterada, embora tenha ocorrido a intensificação do vento nas camadas mais baixas, até aos 1000 m. A intensidade máxima do vento ocorreu aos 300 m, com um valor de 7 m.s^{-1} . Ao fim da tarde, 18 horas, a camada mais inferior de vento NNW, cresceu até aos 1250 m, atingindo um valor máximo de 11 m.s^{-1} , aos 300-400 m. O perfil de temperaturas revela uma inversão de temperaturas muito marcada até aos 250 m.

A Figura 4-16 resume as condições meteorológicas impostas à simulação deste caso. De modo a permitir o desenvolvimento apropriado das circulações de mesoscala, optou-se por “libertar” a evolução temporal do escoamento não impondo condições restrictivas abaixo dos 500 m de altura, com excepção do perfil das 0 horas que impõe uma ligeira brisa de terra com 200 m de espessura. O perfil das 12 horas coincide com as radiossondagens efectuadas em Aveiro e Albergaria-a-Velha, que apontam para a existência de um escoamento de retorno de E-NE, entre 1000 e 2000 m de altitude. Durante o período de simulação e em altitude (acima dos 3500 m) forçou-se a direcção do vento a rodar lentamente de WNW para WSW, tal como observado nas sondagens realizadas.

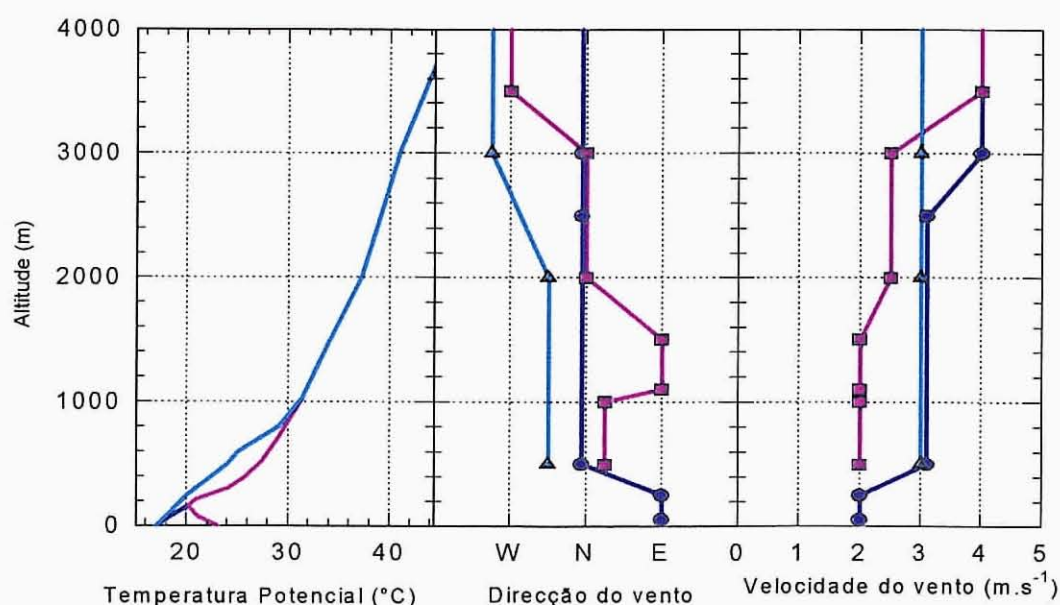


Figura 4-16 Condições meteorológicas às 0, 12 e 24 h, impostas na aplicação do modelo MEMO à região de Aveiro no dia 5 de Setembro de 1992.

Os perfis de temperatura impostos, foram construídos baseados nas sondagens de temperatura efectuadas em Aveiro. Considerou-se que a partir dos 1000 m, o perfil de temperatura se mantinha estacionário ao longo da simulação. Comparando as sondagens de 5 de Setembro com as realizadas no dia seguinte, observou-se um arrefecimento generalizado da baixa troposfera. Este arrefecimento foi aplicado ao perfil que define as condições de fronteira impostas às 24 horas.

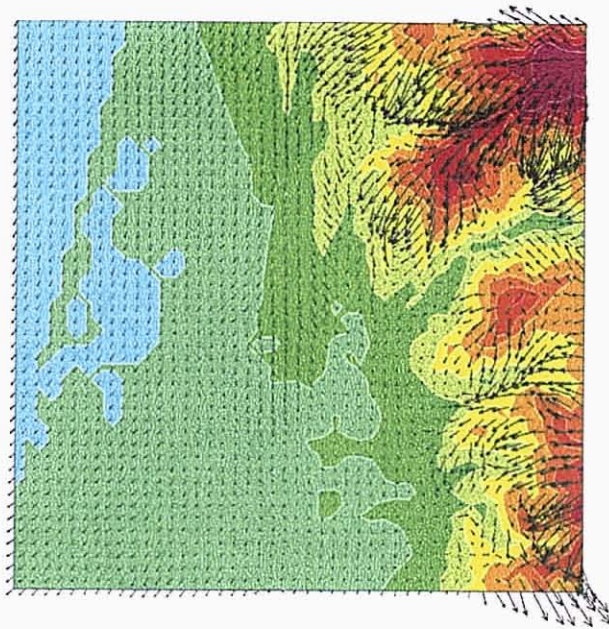


Figura 4-17 Campo de ventos, obtido com o modelo MEMO, sobre a região de Aveiro em 5 de Setembro de 1992 às 6 h.

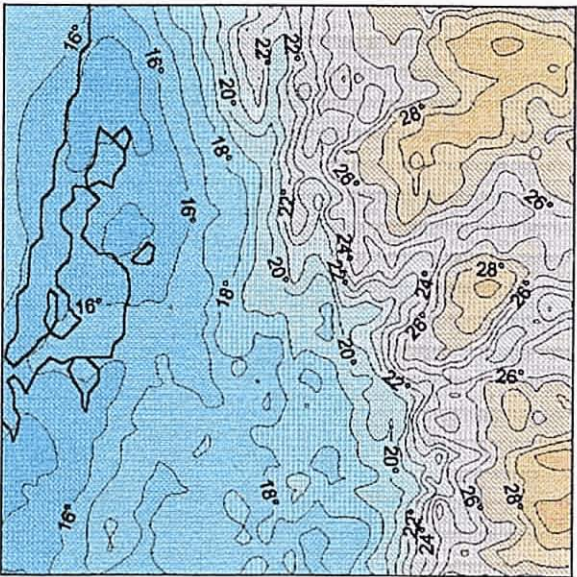


Figura 4-18 Campo de temperaturas, obtido com o modelo MEMO, sobre a região de Aveiro em 5 de Setembro de 1992 às 6 h.

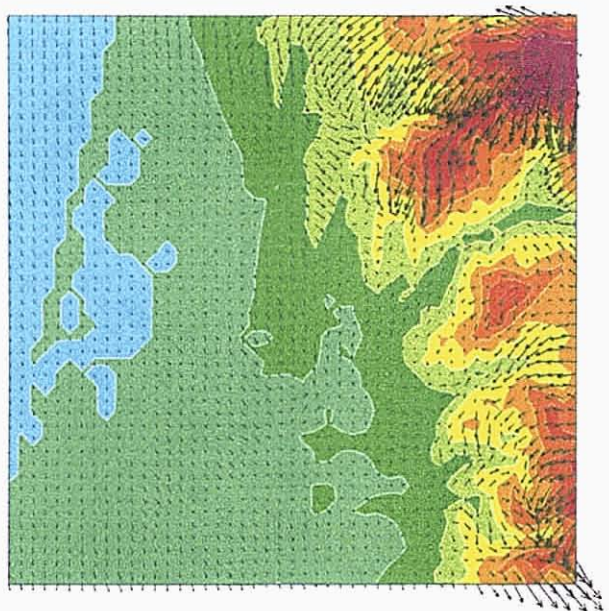


Figura 4-19 Campo de ventos, obtido com o modelo MEMO, sobre a região de Aveiro em 5 de Setembro de 1992 às 9 h.

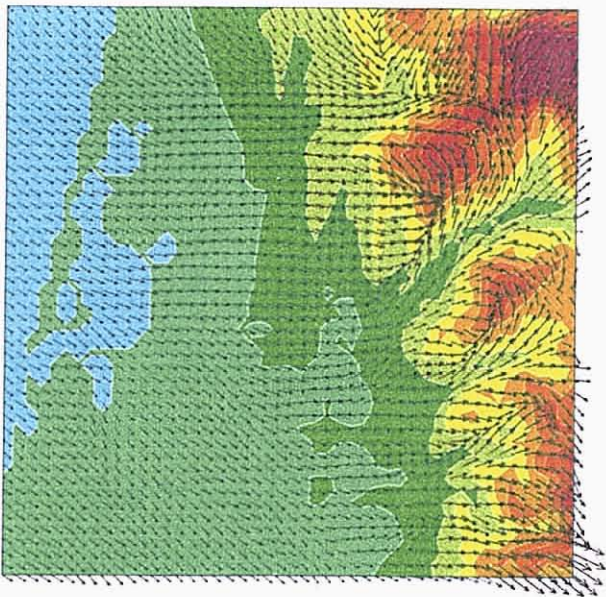


Figura 4-20 Campo de ventos, obtido com o modelo MEMO, sobre a região de Aveiro em 5 de Setembro de 1992 às 12 h.

4.4.2.1 Resultados do modelo

O campo de ventos superficial das 6h (Figura 4-17) é característico das condições nocturnas existentes na região. Nas áreas de maior altitude do domínio, o vento é de ENE, desenvolvendo-se ventos descensionais nas encostas das cadeias montanhosas. Estas circulações encontram-se limitadas às áreas mais declivosas da região, não se expandindo sobre a planície. No interior dos vales dos rios Águeda e Caima ocorre a convergência dos escoamentos descendentes das duas encostas. No vale do Vouga, observa-se uma estagnação superficial. Sobre a Ria de Aveiro e áreas circundantes, o escoamento atmosférico é muito fraco de N-NNE. O campo de temperaturas potenciais correspondente, para a totalidade da região modelizada (Figura 4-18), mostra uma diferença máxima de temperaturas entre a terra e o mar de cerca 2°C. A região com temperaturas inferiores à definida para a superfície do mar (16°C), é limitada a uma estreita faixa que acompanha a linha de costa com uma largura aproximada de 10 km. O campo de temperatura potencial é fortemente afectado pela orografia, de tal modo que as isotérmicas se confundem com as linhas topográficas.

Às 9h (Figura 4-19), sobre a Ria de Aveiro, forma-se uma forte estagnação. O vento é praticamente nulo em toda a região de altitude inferior a 50 m, propiciando a formação de nevoeiros. Nas zonas de maior declive formam-se escoamentos catabáticos, ascensionais, que se iniciam na planície e colidem a meio da encosta com os ventos descensionais de N-NE que permanecem em altitude. No vale do Vouga, observa-se a formação de uma canalização no sentido ascensional.

Pelas 12h (Figura 4-20), a região em estudo é dominada por um escoamento de W-NW, correspondente à conjugação entre a brisa de mar e os escoamentos catabáticos que ocorrem ao longo das encostas das Serras de Aradas, Talhadas e Caramulo. Nos topos das duas primeiras Serras observa-se uma zona de convergência. Ocorre também, uma zona de convergência, a mais baixa altitude, nas proximidades de Vale de Cambra. O escoamento de Oeste, de origem marítima, penetra no vale do rio Vouga, inflectindo no seu interior para SW, acompanhando o desenvolvimento do vale.

As temperaturas máximas ocorrem por volta das 14h. A Figura 4-21, apresenta o respectivo campo de temperaturas para a totalidade da região modelizada. Observa-se que a distribuição espacial de temperatura é fortemente influenciada pela proximidade à linha de costa e afectada pelo corpo de água correspondente à Ria de Aveiro. Nos primeiros 10 km, junto à costa, a temperatura sobe cerca de 5 a 6°C. As linhas isotérmicas mantêm-se praticamente paralelas à linha de costa até cerca de 300 m de altitude, a partir do qual se sobrepõem efeitos de origem orográfica.

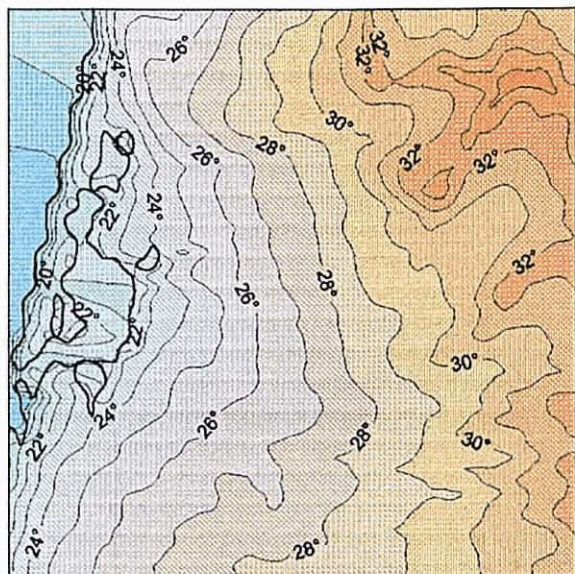


Figura 4-21 Campo de temperaturas, obtido com o modelo MEMO, sobre a região de Aveiro em 5 de Setembro de 1992 às 14 h.

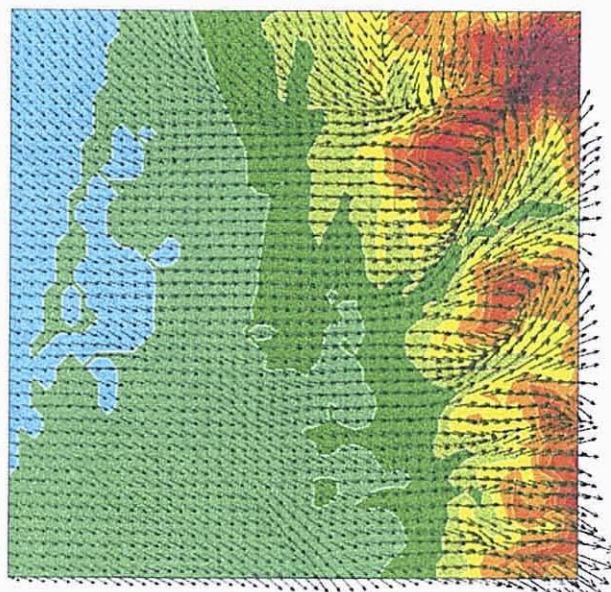


Figura 4-22 Campo de ventos, obtido com o modelo MEMO, sobre a região de Aveiro em 5 de Setembro de 1992 às 15 h.

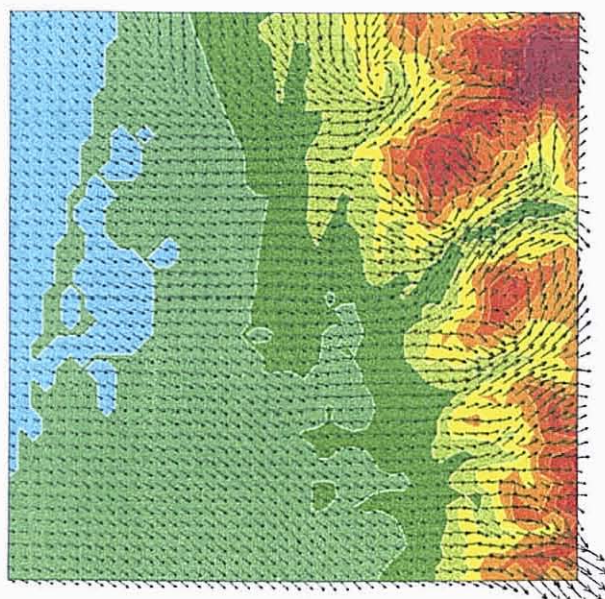


Figura 4-23 Campo de ventos, obtido com o modelo MEMO, sobre a região de Aveiro em 5 de Setembro de 1992 às 18 h.

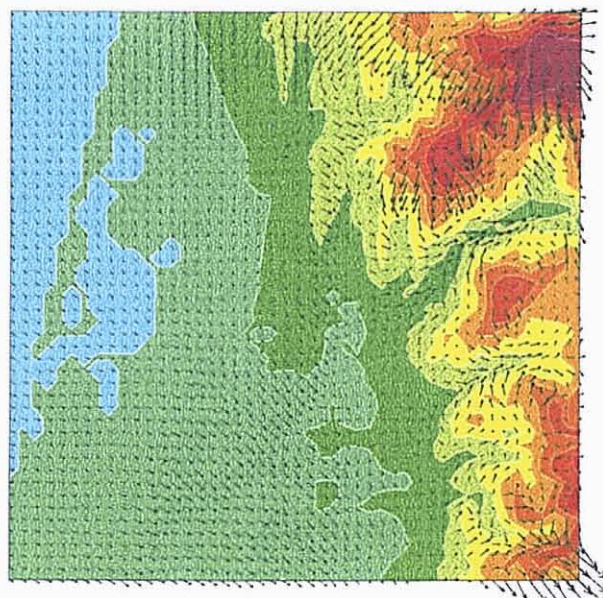


Figura 4-24 Campo de ventos, obtido com o modelo MEMO, sobre a região de Aveiro em 5 de Setembro de 1992 às 21 h.

Duas horas mais tarde, o escoamento atmosférico não se alterou significativamente (Figura 4-22), verificando-se no entanto, uma intensificação generalizada da velocidade do vento. Na zona central da região em análise, o escoamento atmosférico apresenta-se de W, embora na parte Norte e Sul do domínio, assim como sobre o mar, a circulação é de WNW-NW.

O campo de ventos das 18h (Figura 4-23) evidencia a manutenção dos padrões de transporte atmosférico estabelecidos desde as 12h, embora com vento menos intenso e uma ligeira rotação para Norte. Permanece uma canalização nítida no interior do vale do Vouga, ao mesmo tempo que as zonas de convergência formadas no topo das serras se atenuaram. No topo NE do domínio, correspondente à região de Vale de Cambra, aparece um turbilhão, resultante da interação entre a brisa de mar e um acidente orográfico local, denominado de Serra Grande.

Após o pôr-do-Sol (Figura 4-24), a intensidade do vento sobre a região mais plana, diminui significativamente, excepto em algumas áreas em que se mantém uma brisa de mar de NW, já incipiente. No Leste do domínio, a circulação atmosférica superficial, aproxima-se das condições nocturnas, antevendo-se a formação de escoamentos descensionais de NE, importantes, sobre o topo das montanhas. No entanto, no interior dos vales mais marcados, o escoamento mantém-se ainda no sentido ascensional. Sobre Vale de Cambra, o turbilhão mantém-se em acção, com menor intensidade, mas de maiores dimensões no plano horizontal.

A exploração do carácter tri-dimensional do modelo MEMO permite analisar a estrutura vertical da atmosfera, até à altura correspondente ao topo do domínio de cálculo, no caso presente fixada em 6000 m. As figuras 4-25 e 4-26 resumem a evolução temporal do perfil vertical de ventos, ao longo do dia 5 de Setembro de 1992, para respectivamente, Albergaria-a-Velha e Aveiro. Estes dados revelam-se particularmente interessantes pois durante a campanha de prospecção meteorológica, tal como descrito em 4.2.1, instalaram-se nestes dois locais, sondadores acústicos que permitem conhecer a estrutura vertical da baixa troposfera.

As diferenças existentes entre os dois locais serão referidas posteriormente através de uma análise mais detalhada. De facto, a escala vertical utilizada, salienta as semelhanças existentes na evolução da estrutura vertical da troposfera em Aveiro e Albergaria. Ao longo do dia, parecem ocorrer duas camadas mais elevadas de origem sinóptica e uma camada, junto à superfície, afectada pelos fenómenos de mesoscala.

Entre os 6000 e 3000 m, observa-se uma camada bastante homogénea de vento com direcção NW e intensidade de cerca 7 m.s^{-1} , que roda gradualmente para Oeste, diminuindo

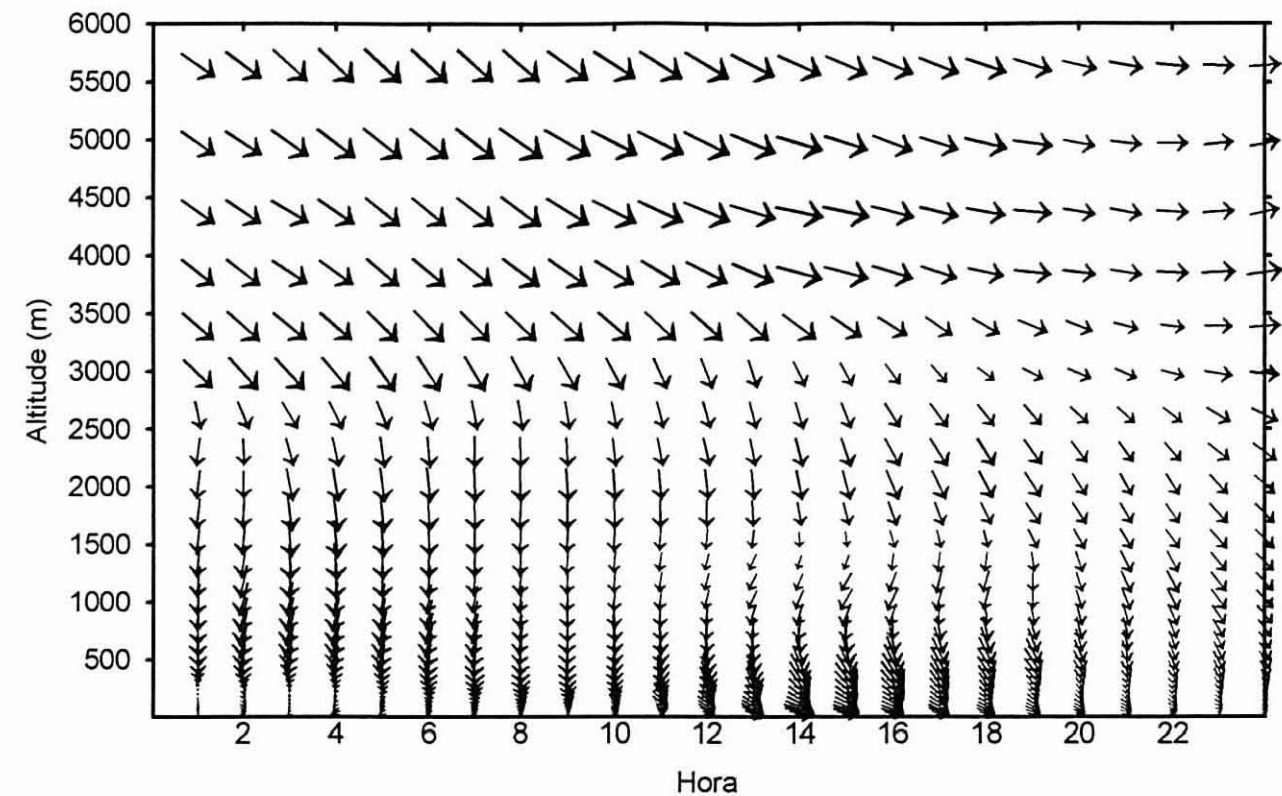


Figura 4-25 Evolução do perfil vertical de ventos até aos 6000 m do solo, obtido com o modelo MEMO, sobre Aveiro em 5 de Setembro de 1992 (1 cm = 6 m.s⁻¹).

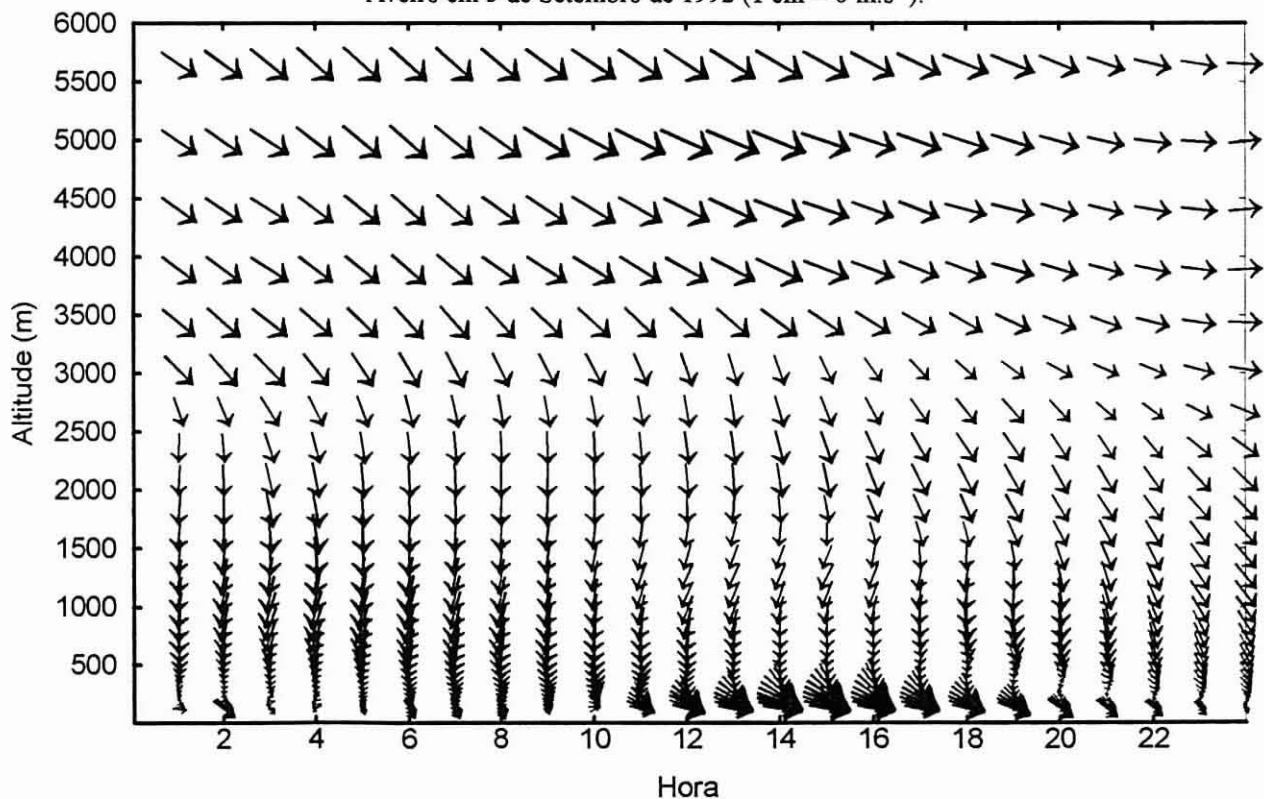


Figura 4-26 Evolução do perfil vertical de ventos até aos 6000 m do solo, obtido com o modelo MEMO, sobre Albergaria-a-Velha em 5 de Setembro de 1992 (1 cm = 6 m.s⁻¹).

simultaneamente de intensidade. Entre os 3000 e os 750 m do solo, o escoamento é de Norte ($3\text{--}4\text{ m.s}^{-1}$), rodando para NW, sobretudo após o meio da tarde. Na camada mais próxima do solo, destaca-se claramente o efeito da brisa de mar, definindo um escoamento de WNW-NW que se desenvolve genericamente entre as 11 e as 22 horas. Em Aveiro (Figura 4-26), os resultados do modelo MEMO mostram que a brisa de mar ultrapassa os 600 m de espessura, no máximo da sua intensidade, enquanto que em Albergaria (Figura 4-25) a brisa, apesar de mais intensa, não ultrapassa os 400 m de altura. Entre as 12 e as 17 horas, observa-se entre os 1000 e 1500 m do solo, uma ligeira rotação do vento para NNE, que deverá ser explicada como resultado da interacção entre o escoamento de retorno e o escoamento sinóptico. Durante a noite, a brisa de terra é incipiente, muito fraca, resultando numa camada superficial de vento praticamente nulo. O período de maior intensidade da brisa de terra, parece ocorrer entre as 3 e 5 horas da manhã.

4.4.2.2 Validação dos resultados

Para validar os resultados das simulações efectuadas com o modelo MEMO, para a região de Aveiro no dia 5 de Setembro de 1992, dispõe-se de um conjunto interessante de dados adquiridos em diversos locais:

- mastro meteorológico de Cacia
- mastro meteorológico da Bemposta
- mastro meteorológico das Talhadas
- SODAR instalado em Albergaria-aVelha
- SODAR instalado em Aveiro

Da informação adquirida nos mastros meteorológicos, utilizaram-se os registos de temperatura, direcção e intensidade do vento, comparando-os com os valores das mesmas variáveis calculadas pelo modelo de mesoscala. De modo a facilitar a comparação, eliminaram-se os dados de direcção de vento calculados para intensidades menores de $0,5\text{ m.s}^{-1}$. Nestas condições, o vento pode ser considerado praticamente nulo, e a sua direcção sem significado. A série completa de dados será, no entanto, utilizada posteriormente (ver 4.4.4) para avaliar o efeito da aplicação da teoria transiliente da turbulência sobre o escoamento.

Em Cacia (Figura 4-27), durante a madrugada, a evolução da temperatura calculada pelo modelo, acompanha por completo os dados dos registos, apesar da direcção do escoamento não ser coincidente. As condições iniciais encontram-se bem definidas, mas a intensidade do

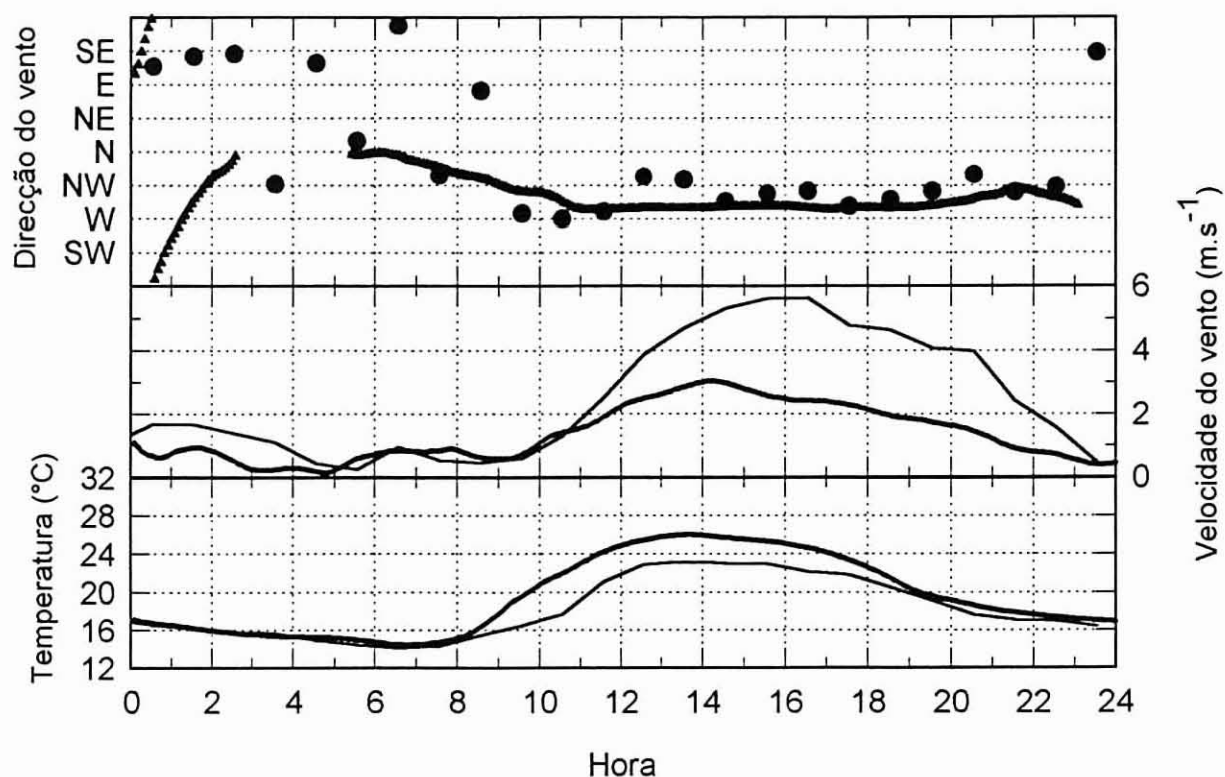


Figura 4-27 Comparação dos resultados do modelo (\blacktriangle , linha grossa) com dados meteorológicos (\bullet , linha fina) medidos em Cacia a 5 de Setembro de 1992.

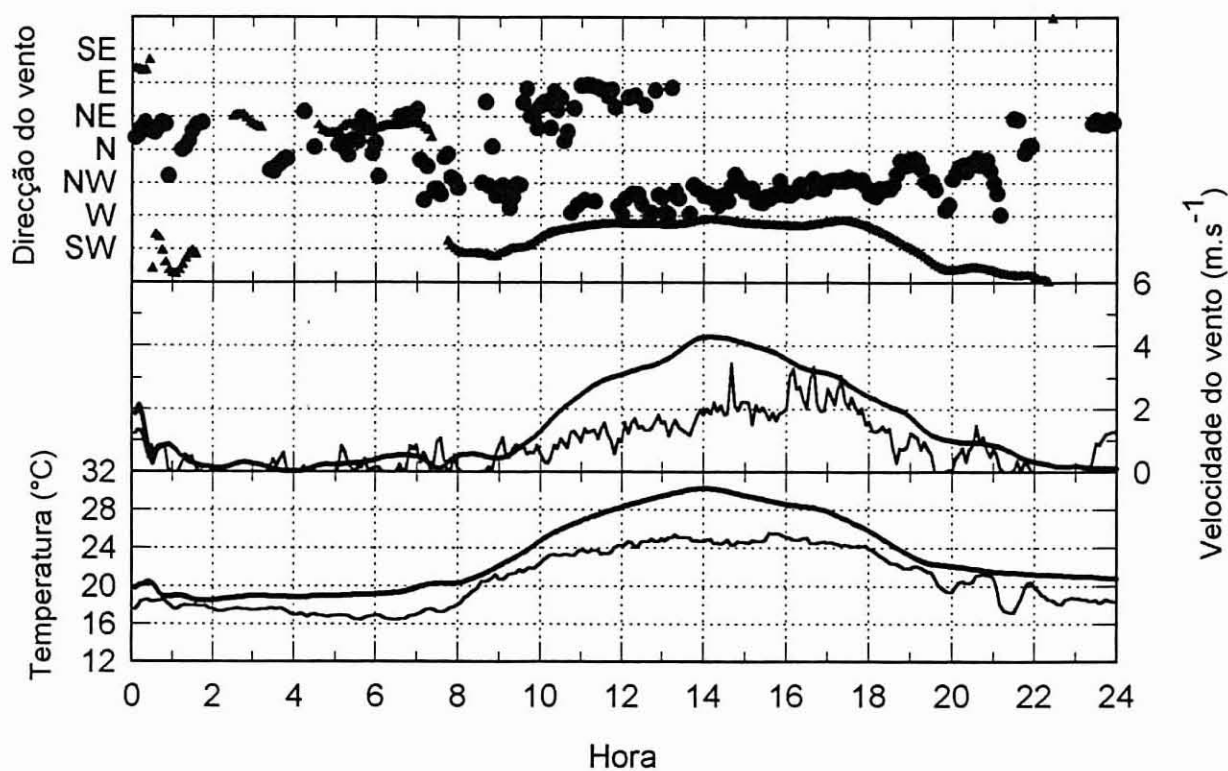


Figura 4-28 Comparação dos resultados do modelo (\blacktriangle , linha grossa) com dados meteorológicos (\bullet , linha fina) medidos na Bemposta a 5 de Setembro de 1992.

vento simulado é muito baixa, provocando uma lenta rotação do escoamento. As medições mostram a existência de uma ligeira brisa de terra de SE, com 2 m.s^{-1} , que persiste entre as 0 e as 2:30. A partir das 5:30, existe uma concordância entre os dados de vento medidos e simulados, sobretudo a partir das 9:30, quando se inicia a brisa de mar. As variações de intensidade de vento são bem simuladas, apesar da intensidade máxima de vento registada (6 m.s^{-1}) ser bastante superior ao calculado (3 m.s^{-1}). Durante o período diurno, até às 19h, a temperatura do ar é sobre-estimada em cerca de 3°C . O escoamento mantém-se de NW até cerca das 23h, com intensidade decrescente.

Nas primeiras horas da simulação, a direcção do vento na Bemposta (Figura 4-28) apresenta uma flutuabilidade elevada, rodando entre o quadrante SE e SW, de intensidade muito baixa. As medições efectuadas mostram um escoamento de N-NE, também fraco. Esta diferença, poderá ser explicada, quer por uma definição inadequada das condições iniciais locais, quer pela localização do mastro meteorológico instalado na Bemposta que poderia ser afectado pela existência, a nascente e a Norte, de uma cortina de árvores de grande porte, distanciadas cerca de 40-70 m. No entanto, após as 2h, a direcção do vento simulado coincide com os registos meteorológicos, apesar do vento poder ser considerado com praticamente nulo. Entre as 7:30 e as 10h, o modelo desenvolve um escoamento fraco ($< 1 \text{ m.s}^{-1}$) de SW, que não é detectado pelos registos meteorológicos.

A brisa de mar surge, por volta das 10:30, iniciando-se um escoamento do sector W, que se intensifica gradualmente. Os valores simulados mostram um aumento mais rápido da velocidade do vento, embora haja uma boa concordância entre os valores máximos registados. A atenuação da velocidade do vento nos dados registados, poderá ser provocada pelos efeitos de barreira, previamente referidos. Os dados meteorológicos mostram uma rotação gradual da direcção do vento para Norte, ao longo da tarde, que se prolonga para além do pôr-do-Sol. Pelo contrário, os resultados da simulação, a velocidade do vento reduz-se gradualmente, e o vento roda para o sector SW.

A comparação entre os dois perfis de temperatura mostra uma concordância razoável, embora o modelo sobre-estime a temperatura em cerca de $3-4^{\circ}\text{C}$. Os dados meteorológicos mostram que a acção da brisa de mar provoca uma estabilização da temperatura do ar, nos valores correspondentes às 11-12 horas. Esta particularidade não é retratada pelo modelo.

Ao realizar a mesma comparação para a estação de Talhadas (Figuras 4-29) descobre-se uma melhor concordância entre os valores calculados e os medidos. Durante a madrugada, o escoamento atmosférico flutua entre Leste e NW, com intensidade estabilizada a aproximadamente 1 m.s^{-1} . A partir das 6h, a direcção do vento fixa-se e no sector Norte. Estas

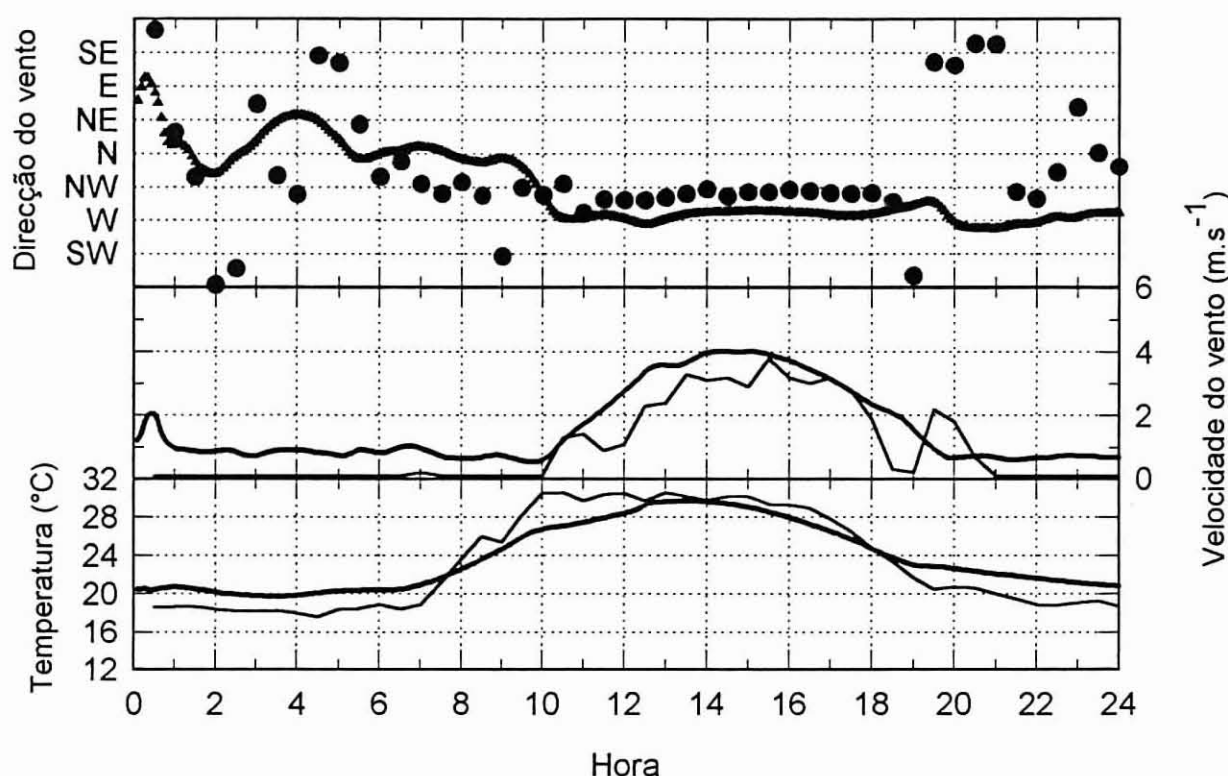


Figura 4-29 Comparação dos resultados do modelo (▲, linha grossa) com dados meteorológicos (●, linha fina) medidos em Talhadas a 5 de Setembro de 1992.

características das simulações, assemelham-se ao comportamento retratado pelos dados meteorológicos. Apesar do vento ser praticamente nulo, durante toda a madrugada, o período até às 6h é caracterizado por grandes flutuações de vento, seguido de um período em que ocorre a fixação no sector NW.

A partir das 10h surge a brisa de mar, ocorrendo a intensificação da velocidade do vento que atinge um pico de 4 m.s^{-1} entre as 14h e as 16h. Os dados meteorológicos mostram que durante 8 horas o vento se fixa no sector NNW-NW. O modelo apresenta um comportamento semelhante, embora a fixação da direcção do vento ocorra no sector W. Após o pôr-do-Sol, o vento torna-se muito fraco. Nesta estação meteorológica, a simulação da evolução da temperatura é particularmente bem conseguida.

A Figura 4-30 resume a evolução horária da estrutura vertical do escoamento atmosférico calculado para Albergaria-a-Velha, até aos 500 m do solo, em termos de direcção e velocidade do vento. Analizando em simultâneo a Figura A-11, é possível comparar os resultados do modelo com os dados registados pelo SODAR instalado em Albergaria-a-Velha. Em geral, ressalta uma concordância bastante interessante entre a simulação e as observações meteorológicas. Nas primeiras horas de simulação, o modelo desenvolve uma camada junto ao solo de direcção Oeste, que se mantém até às 3h00. A partir dos 300 m de altura, o vento é de

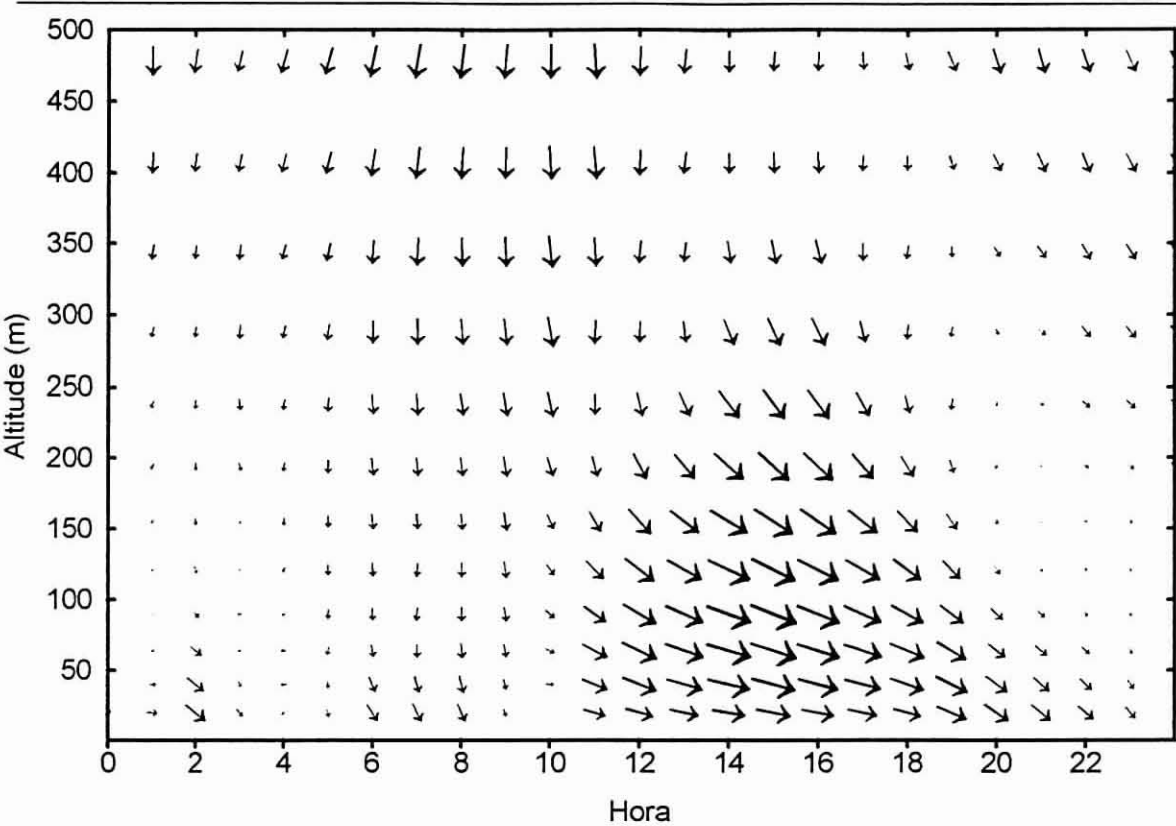


Figura 4-30 Evolução temporal da estrutura vertical da troposfera até 500 m de altura, calculada pelo modelo MEMO, em Albergaria-a-Velha a 5 de Setembro de 1992.

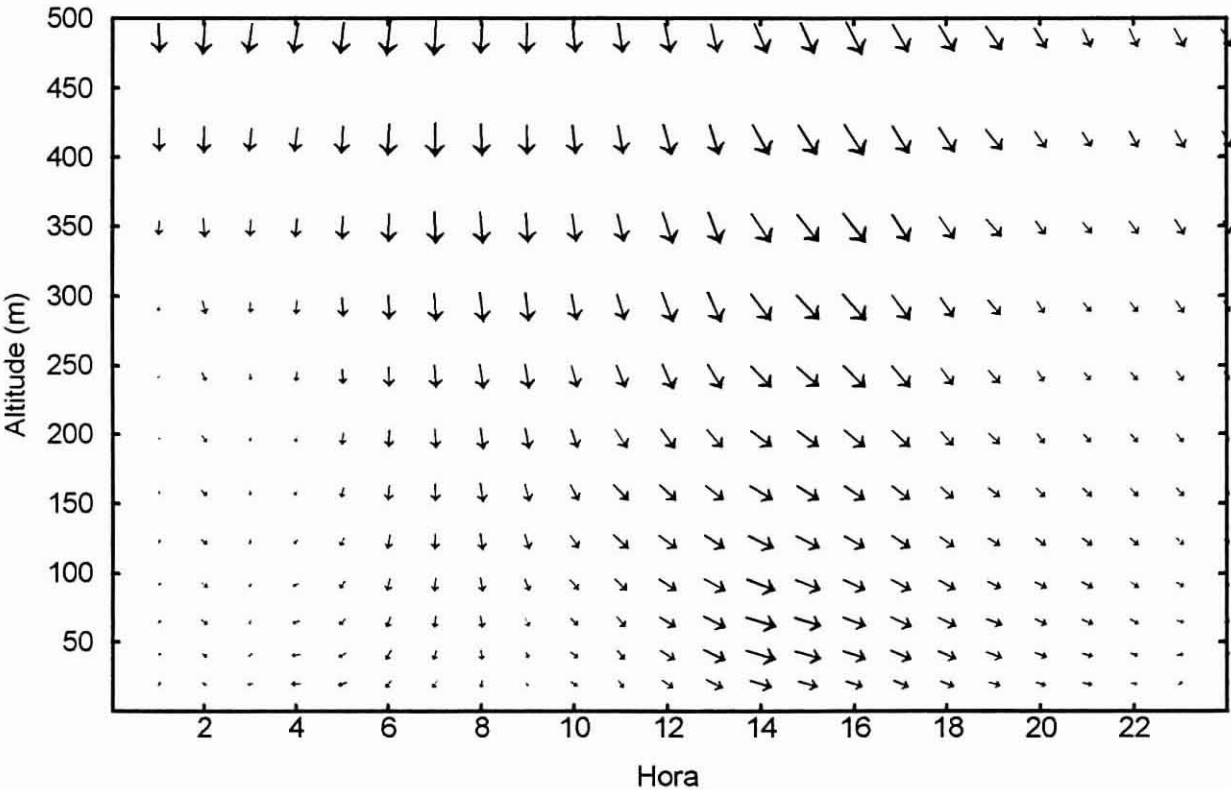


Figura 4-31 Evolução temporal da estrutura vertical da troposfera até 500 m de altura, calculada pelo modelo MEMO, em Aveiro a 5 de Setembro de 1992.

Norte, não apresentando variações temporais significativas. Posteriormente, e até às 9h00, os resultados da simulação mostram uma camada superficial de 200-250 m de espessura, com vento fraco e direcção predominante de Norte. Estes resultados coincidem com os valores observados. Os dados adquiridos pelo SODAR mostram uma situação análoga, embora entre as 6h00 e as 9h00 ocorra uma perturbação de Leste.

A partir das 10 horas, ambas as Figuras, salientam a acção da brisa de mar. Na simulação, a espessura da brisa cresce gradualmente atingindo uma espessura máxima de aproximadamente 350 m, por volta das 16h00. A intensidade máxima da brisa, ocorre às 15h00, a 100 m de altura, com o valor de 5 m.s^{-1} . Os valores observados revelam uma brisa de mar, mais intensa, tanto no valor de velocidade de vento, como na espessura da camada atmosférica afectada pela brisa.

Após o pôr-do-Sol, regressa-se a uma situação de acalmia superficial, até aos 200-250 m de altura, à qual se sobrepõe um escoamento de Norte, pouco intenso.

A elaboração da mesma análise para Aveiro pode ser realizada comparando a estrutura vertical apresentada na Figura 4-31 com a Figura A-29. A estrutura do escoamento desenvolvido em Aveiro, pelo modelo MEMO, assemelha-se à estrutura apresentada para Albergaria-a-Velha. Existem no entanto, algumas diferenças que merecem ser referidas. Nos dados calculados pelo modelo, observa-se a formação de uma camada superficial com 100 m de espessura, correspondente a uma brisa de terra, fraca, que perdura entre as 2 e as 7 horas da manhã. Esta característica não é completamente observável nos registos meteorológicos. Nos registos do SODAR observa-se um escoamento de Leste, entre 125 e 200 m de altitude, que se manifesta entre as 0 e as 3 horas da manhã. Após as 4 horas da manhã, instala-se uma camada sem vento, junto ao solo, com 200 m de espessura.

Algumas horas após o nascer-do-Sol, os registos meteorológicos mostram a formação de um escoamento de Oeste, correspondente à brisa de mar. A brisa de mar tem uma espessura inicial de aproximadamente 250 m, aumentando de espessura e intensidade, ao longo da tarde. Os resultados da simulação, mostram um comportamento relativamente semelhante, embora se observem velocidades do vento mais baixas. A rotação para Norte, que se observa em altitude e à superfície, ao longo da tarde, é também menos marcada nos resultados da simulação. Durante as primeiras horas da noite, observa-se um grande desvio entre os resultados da aplicação do modelo MEMO e os registos do SODAR. Na simulação verifica-se uma atenuação da velocidade do vento, numa camada de 500 m junto ao solo, enquanto que o SODAR evidencia a existência de um escoamento atmosférico de Norte, de grande intensidade.

4.4.3 Caso #2 - 1 de Setembro de 1992

Durante o dia 1 de Setembro de 1992, as condições sinópticas sobre Portugal Continental foram dominadas por um escoamento superficial de NE-E. As observações de rotina realizadas durante este dia mostram uma circulação de fraca intensidade ($2\text{-}5\text{ m.s}^{-1}$) até cerca dos 700 mbar.

Em Aveiro efectuaram-se radiossondagens de vento e temperatura às 11:33, 15:48 e 18:30 horas. A análise dos perfis de temperatura e vento (incluídos no Anexo) revela uma estrutura vertical com 3 camadas bem definidas. Às 11:33, a circulação de brisa de mar atingia aproximadamente 250 m acima do nível do solo. Entre os 300 e 1800 m, o vento era fraco de E-NE. Quatro horas mais tarde a espessura da brisa atingia os 700 m. Às 18.00 horas a brisa estendia-se até aos 800 m, com uma intensidade máxima de 7 m.s^{-1} entre os 300 e 400 m acima do nível do solo. Durante a tarde o escoamento na camada intermédia rodou para SE-S. A camada mais elevada, a partir dos 2000 m de altura, manteve-se praticamente constante durante todo o dia com uma direcção média de Oeste.

Na Figura 4-32 apresentam-se as condições iniciais impostas na simulação com o modelo MEMO. Estas condições pretendem transpor para a modelação as condições meteorológicas de grande escala existentes na região e foram estabelecidas com base nas sondagens efectuadas em Aveiro no dia 1 de Setembro de 1992. Tal como na caso analisado anteriormente optou-se por aplicar condições forçadoras resultantes de uma simplificação efectuada sobre os dados das radiossondagens, não retratando integralmente as condições meteorológicas existentes.

Da observação da Figura 4-32 constata-se que as condições iniciais e fronteira são caracterizadas pela permanência ao longo da simulação de um escoamento de Leste entre os 1000 e os 1500 m de altura. A partir dos 2000-2500 m impôs-se um escoamento de Oeste. De modo a forçar a formação de uma brisa de terra, na definição das condições iniciais optou-se por expandir a camada de Leste até ao solo. O perfil de temperatura das 12 h assemelha-se ao perfil medido em Aveiro aproximadamente à mesma hora. Os perfis de temperatura das 0 e 24 h foram construídos a partir do das 12 h, e tendo em conta que se observou um aquecimento generalizado entre os dias 1 e 2 de Setembro de 1992. Após análise dos registos de temperatura das estações meteorológicas superficiais impôs-se uma temperatura inicial ao nível do solo de 12°C .

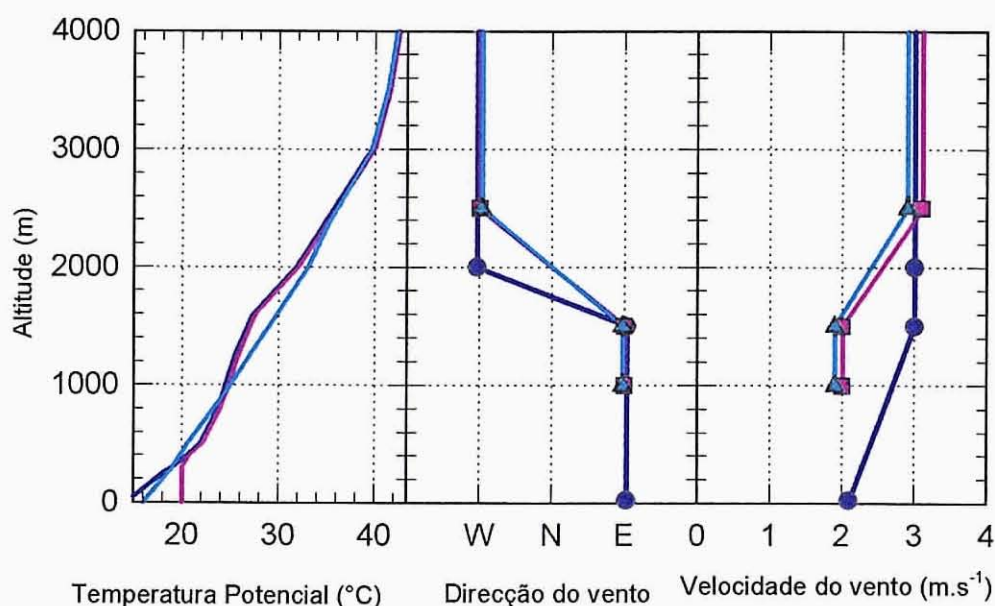


Figura 4-32 Condições meteorológicas às 0, 12 e 24 h impostas na aplicação do modelo MEMO à região de Aveiro no dia 1 de Setembro de 1992.

4.4.3.1 Resultados do modelo

O campo de ventos calculado pelo modelo MEMO para as 6 h de 1 de Setembro de 1992 é representativo das condições atmosféricas existentes durante o período nocturno. A Figura 4-33 mostra a existência de 3 zonas com características distintas. Sobre o mar e até 10 km da linha de costa, observa-se uma brisa de terra de fraca intensidade (1 m.s^{-1}). O desenvolvimento da brisa de terra é influenciado pela massa de água da Ria de Aveiro, produzindo algumas perturbações no seu direccionamento: nas áreas a Sul da Ria, a brisa inflecte para SE, enquanto que a Norte a brisa de terra apresenta-se de NE. O efeito da Ria de Aveiro reflecte-se claramente no campo de temperaturas calculado às 6 h e apresentado na Figura 4-34. Na madrugada de 1 de Setembro de 1992 atingiram-se temperaturas bastante baixas, com valores inferiores a 10°C numa ampla região que rodeia a Ria de Aveiro.

Prosseguindo a análise, às 6 h a região mais a Leste do domínio de cálculo, correspondente à zona mais montanhosa, encontra-se sob a acção de ventos descensionais de maior intensidade, que predominam desde o topo das cadeias montanhosas até cerca de 200 m de altitude. Verificam-se alguns fenómenos de canalização em alguns dos vales, com destaque para o vale

do Rio Alfusqueiro, onde se observam escoamentos com velocidades superiores a 3 m.s^{-1} . Entre a área afectada pela brisa de terra e a região mais montanhosa a nascente, existe uma região com ventos superficiais praticamente nulos. As variações de direcção de vento que possam ocorrer, são irrelevantes para o conhecimento das características dispersivas da região.

O campo de ventos determinado para as 9 h, e representado na Figura 4-35, mostra basicamente as mesmas características das referidas 3 horas antes, embora o vento seja fraco em toda a região, mesmo nas zonas mais elevadas. A brisa de terra, de fraca intensidade, mantém-se sobre a Ria de Aveiro. Em alguns dos vales, particularmente no vale do Rio Vouga observa-se a formação de escoamentos ascencionais de importância crescente. No entanto a característica mais marcante deste período consiste na existência de amplas áreas com vento praticamente nulo.

Às 12 h (ver Figura 4-36), o campo de ventos apresenta uma grande complexidade provocada pela inexistência de mecanismos forçadores muito acentuados. A inexistência de gradientes de pressão de mesoscala significativos, permite o aparecimento de pequenos gradientes de temperatura locais, induzidos pela diversidade das características topográficas. Nestas condições poderão gerar-se células de recirculação de pequena dimensão e intensidade, que persistem durante um período de tempo limitado. A região Sul do domínio de estudo, mais plana, é particularmente afectada por este tipo de circulações de menor escala. Na parte Norte do domínio, a penetração da brisa de mar é catalizada pela existência de escoamentos ascencionais de origem orográfica, mais próximos da linha costeira. Segundo os resultados da modelação, nesta condições meteorológicas, a Ria de Aveiro marca as características da mesoscala meteorológica, ao provocar a formação de uma brisa de lago própria. A frente de brisa de mar encontra-se particularmente bem marcada, na linha de costa a Sul da cidade de Aveiro. Na região Leste do domínio, os escoamentos ascencionais intensificaram-se, originando zonas de forte convergência nos topos das Serras de Talhadas e da Freita. Simultaneamente geram-se fortes canalizações nos vales dos rios Vouga, Caima e Águeda.

O campo de temperaturas das 14 h (representado na Figura 4-37) corresponde aos picos máximos de temperatura, ou seja, ao período em que o gradiente de temperatura terra-mar foi máximo. Mais uma vez, destaca-se o efeito térmico da Ria de Aveiro: as linhas isotérmicas de $20\text{-}22^{\circ}\text{C}$ rodeiam a linha costeira da laguna. A Sul de Aveiro, a inexistência de um escoamento forte permite o desenvolvimento de algumas perturbações do campo de temperaturas associadas às características térmicas do solo, que se reflectem posteriormente no campo de ventos.

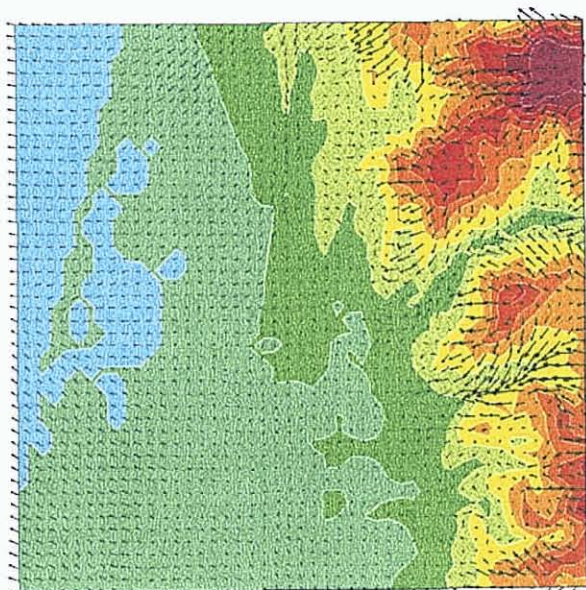


Figura 4-33 Campo de ventos, obtido com o modelo MEMO, sobre a região de Aveiro em 1 de Setembro de 1992 às 6 h.

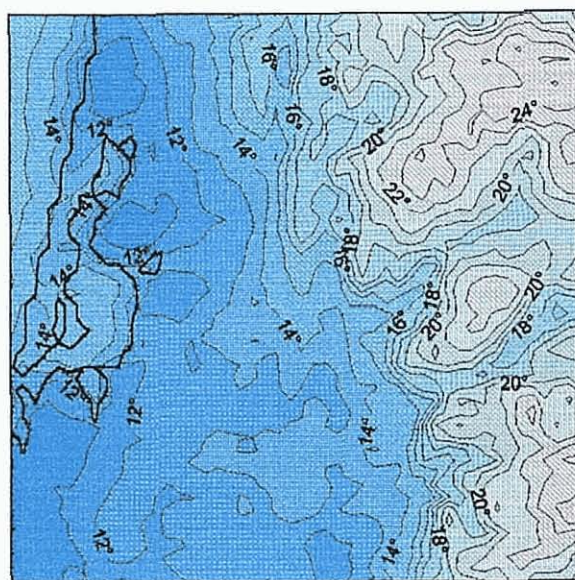


Figura 4-34 Campo de temperaturas, obtido com o modelo MEMO, sobre a região de Aveiro em 1 de Setembro de 1992 às 6 h.

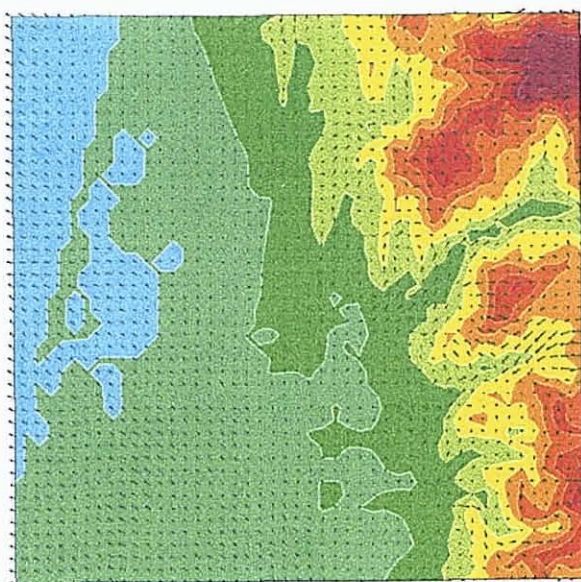


Figura 4-35 Campo de ventos, obtido com o modelo MEMO, sobre a região de Aveiro em 1 de Setembro de 1992 às 9 h.

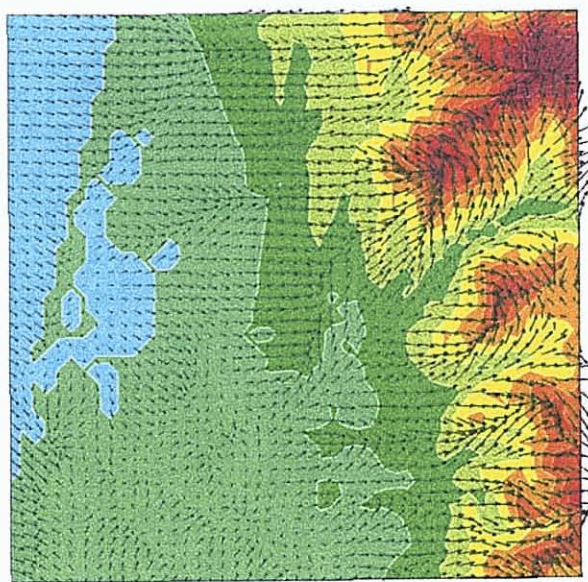


Figura 4-36 Campo de ventos, obtido com o modelo MEMO, sobre a região de Aveiro em 1 de Setembro de 1992 às 12 h.

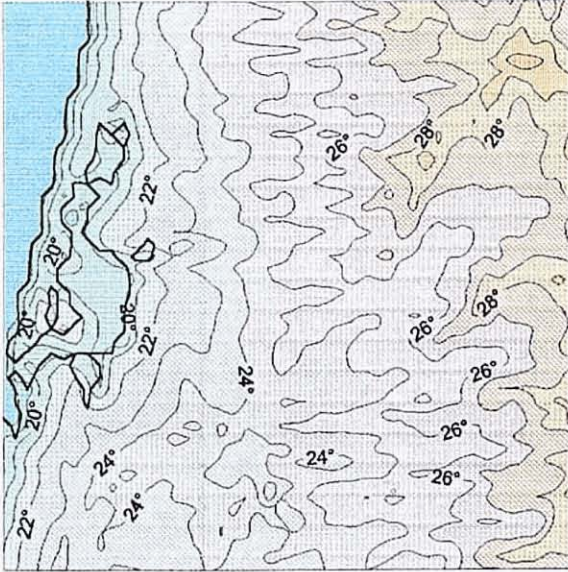


Figura 4-37 Campo de temperaturas, obtido com o modelo MEMO, sobre a região de Aveiro em 1 de Setembro de 1992 às 14 h.

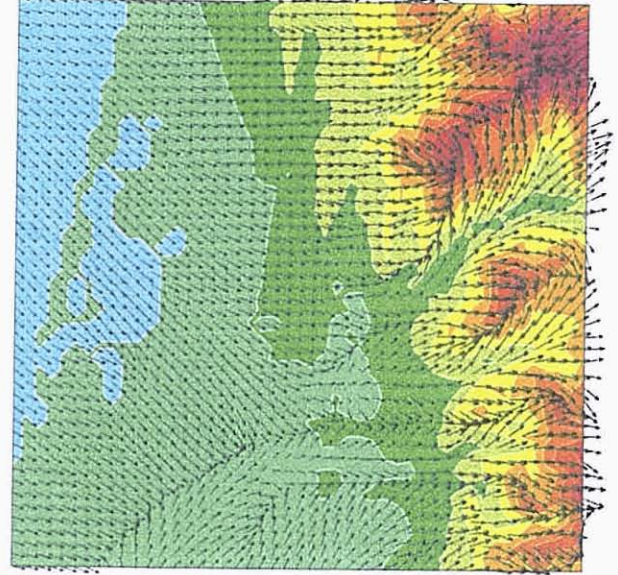


Figura 4-38 Campo de ventos, obtido com o modelo MEMO, sobre a região de Aveiro em 1 de Setembro de 1992 às 15 h.

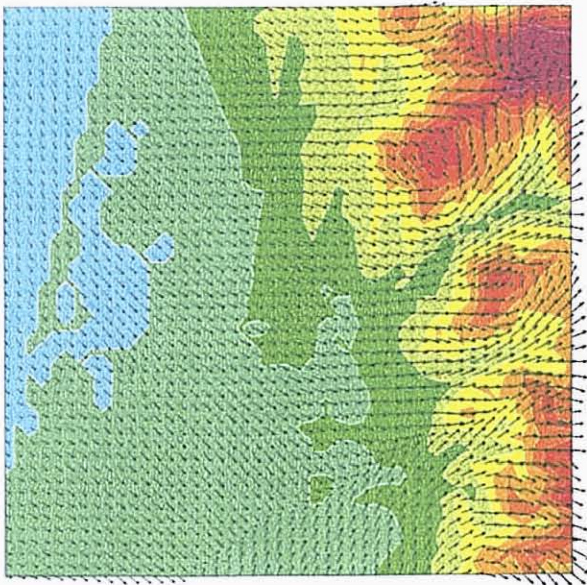


Figura 4-39 Campo de ventos, obtido com o modelo MEMO, sobre a região de Aveiro em 1 de Setembro de 1992 às 18 h.

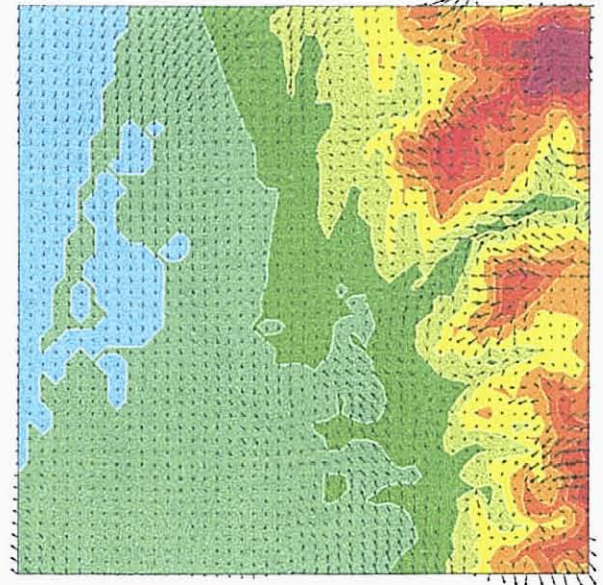


Figura 4-40 Campo de ventos, obtido com o modelo MEMO, sobre a região de Aveiro em 1 de Setembro de 1992 às 21 h.

Às 15 h (ver Figura 4-38) de 1 de Setembro de 1992, a brisa de mar marca profundamente o campo de ventos, principalmente na parte Norte do domínio de cálculo. Sobre o mar a brisa apresenta-se de NW, rodando gradualmente para Oeste à medida que o escoamento se aproxima da zona montanhosa. Na parte Sul, o escoamento mantém algumas irregularidades, com fenómenos de canalização nos vales dos rios que em conjugação com a frente de brisa levam à formação de duas linhas de convergência.

Três horas mais tarde (ver Figura 4-39), a região em estudo encontra-se completamente afectada por um escoamento de NW-W, com excepção da parte sudeste do domínio, em que a penetração da brisa é mais limitada. Observa-se uma ligeira rotação do escoamento para Norte e uma atenuação da intensidade do vento, mais notada sobre o mar. As zonas de convergência que se formaram sobre o topo das colinas mantêm-se presentes embora de menor intensidade.

A Figura 4-40 apresenta o campo de ventos calculado para as 21 h. A brisa de mar terminou, e o campo de ventos é caracterizado por vento fraco, praticamente nulo na maior parte da região. Observa-se a transição do campo de ventos para condições tipicamente nocturnas com o início de escoamentos descensionais ao longo das várias Serras, que induzem uma circulação predominantemente de Leste na região montanhosa. Sobre a Ria de Aveiro mantêm-se um escoamento fraco de Norte.

Tal como nas simulações efectuadas para o episódio de 5 de Setembro de 1992, através da exploração dos resultados do modelo MEMO é possível analisar a evolução da estrutura vertical da atmosfera até 6000 m de altitude. As Figuras 4-41 e 4-42 representam, a evolução temporal do perfil vertical de ventos, respectivamente em Albergaria-a-Velha e Aveiro. Uma observação comparativa destas Figuras, revela uma grande semelhança entre a estrutura vertical da baixa troposfera dos dois locais, com excepção da camada mais próxima do solo, afectadas directamente pelas circulações costeiras.

Entre o topo do domínio de cálculo e os 2000 m, o escoamento atmosférico mantém praticamente uma direcção constante de Oeste, ocorrendo uma ligeira atenuação da velocidade do vento ao longo do dia. Num nível mais inferior, entre os 500 e 1500 m de altitude, o escoamento atmosférico é de Leste durante todo o dia. Entre estas duas camadas em altitude, o modelo cria uma camada com cerca de 500 m de espessura, com vento muito fraco. Na camada junto ao solo, o efeito da brisa de mar e de terra é bem visível. Em Albergaria, a brisa de mar apresenta uma maior intensidade comparada com Aveiro, que se reflecte num período de acção mais largado e num desenvolvimento vertical mais acentuado. Em ambos os locais, a

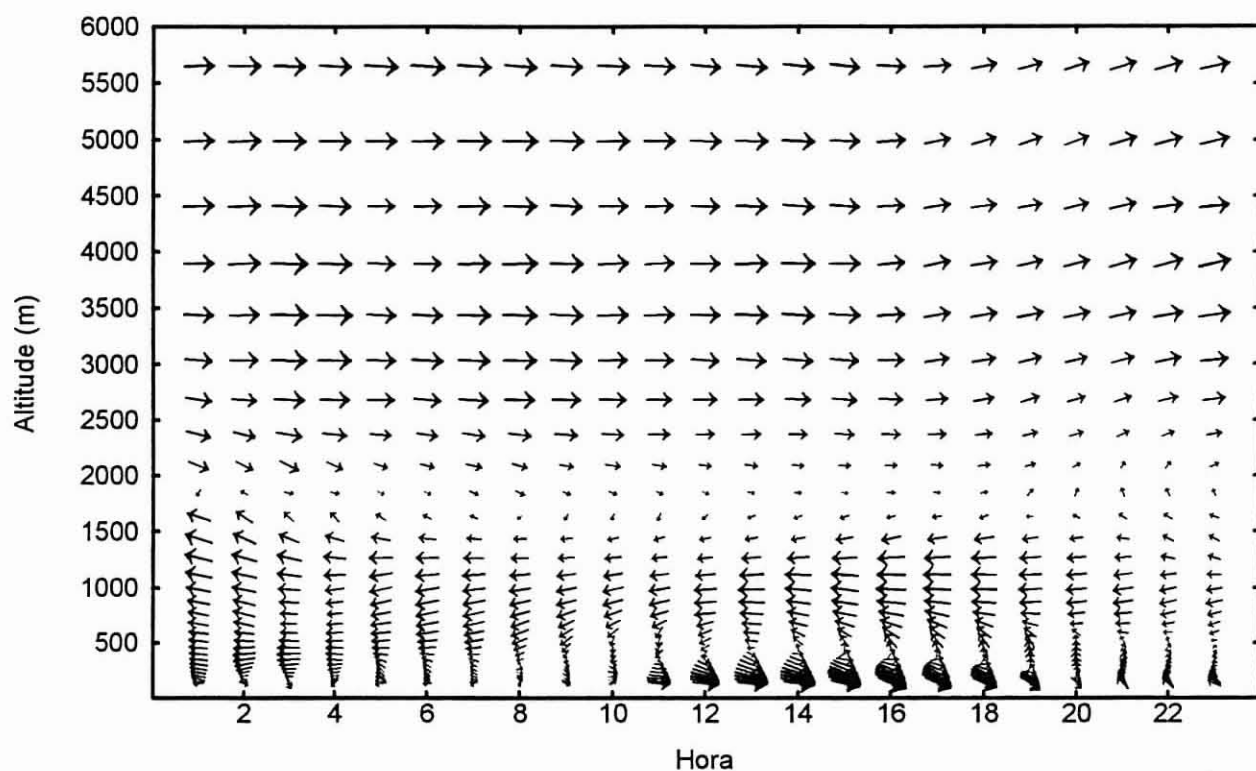


Figura 4-41 Evolução temporal da estrutura vertical da troposfera até 6000 m de altura, calculada pelo modelo MEMO, em Albergaria-a-Velha a 1 de Setembro de 1992 ($1 \text{ cm} = 6 \text{ m.s}^{-1}$).

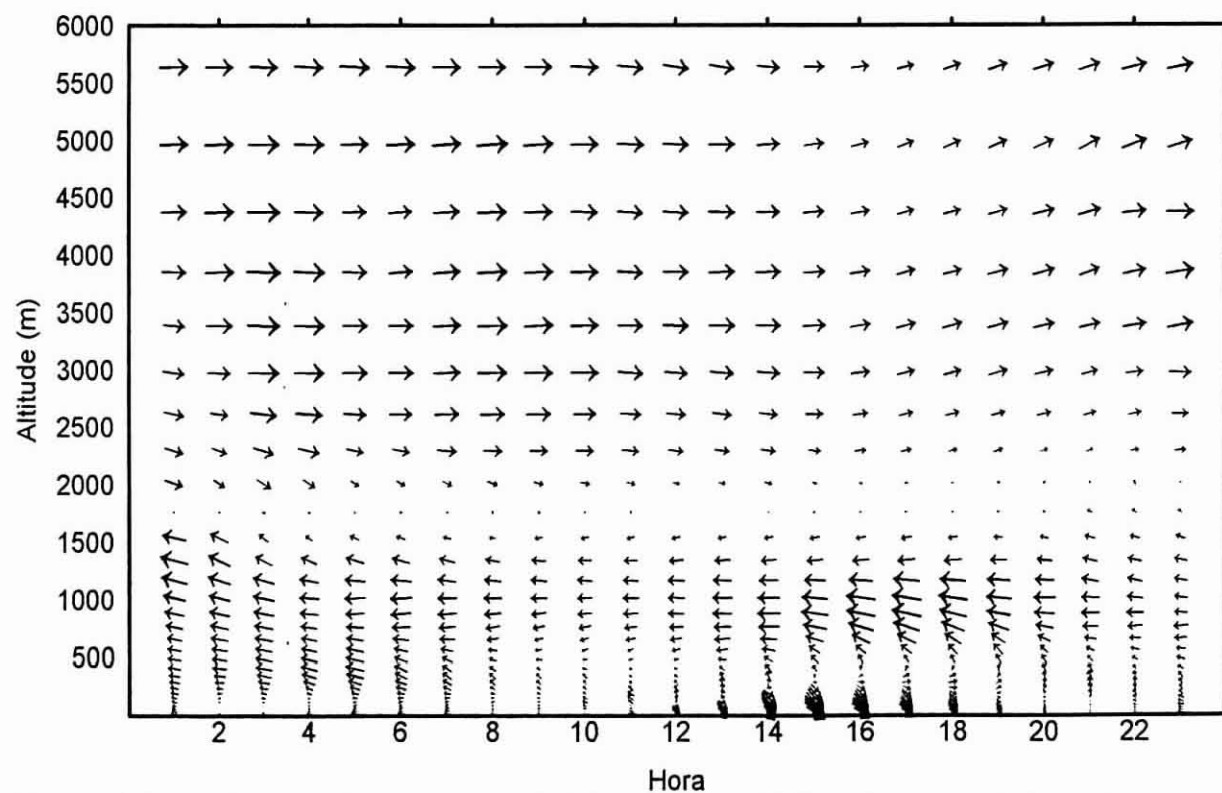


Figura 4-42 Evolução temporal da estrutura vertical da troposfera até 6000 m de altura, calculada pelo modelo MEMO, em Aveiro a 1 de Setembro de 1992 ($1 \text{ cm} = 6 \text{ m.s}^{-1}$).

presença da brisa de mar parece induzir uma aceleração da camada entre 500 e 1200 m, de vento de Leste, em consonância com o esperado de um escoamento de retorno.

4.4.3.2 Validação de resultados

O conjunto de dados disponíveis para validar os resultados da simulação de 1 de Setembro de 1992 inclui as seguintes estações meteorológicas:

- mastro meteorológico da Bemposta
- SODAR instalado em Albergaria-a-Velha
- SODAR instalado em Aveiro

Trata-se de um conjunto de dados mais restrito do que o utilizado no caso anterior, mas a especificidade das condições meteorológicas existentes durante este dia merecem a sua aplicação e análise.

Na representação dos dados meteorológicos adquiridos no mastro da Bemposta utilizou-se a mesma metodologia, desenvolvida para o caso anterior, eliminando os dados de direcção de vento determinados para velocidades inferiores a $0,5 \text{ m.s}^{-1}$. De facto, nestas condições, a direcção do escoamento e as frequentes flutuações que lhe estão associadas deverão ser consideradas sem grande significado.

A sobreposição dos dados meteorológicos adquiridos na Bemposta a 1 de Setembro de 1992 com os resultados do modelo MEMO calculados para o mesmo local, é apresentada na Figura 4-43. Durante a madrugada, o vento apresentou-se, consistentemente de NE com intensidades próximas de 1 m.s^{-1} , enquanto que a temperatura do ar registou flutuações entre 12 e 14°C. Até às 7 h da manhã, os resultados do modelo acompanham adequadamente a evolução da temperatura registada na Bemposta. A direcção do escoamento atmosférico não apresenta uma concordância tão positiva quanto a temperatura: a velocidade de vento simulada pelo modelo MEMO é sempre muito baixa, originando grandes flutuações na direcção. Efectuou-se um esforço para que as condições iniciais impostas à simulação proporcionassem a formação de uma brisa de terra bem definida do quadrante Leste. No entanto, após uma hora de simulação a intensidade do escoamento na Bemposta reduziu-se significativamente e o escoamento apresenta grandes flutuações.

Entre as 8 e as 10 h, os resultados da simulação indiciam a formação de uma brisa de mar, provocando a intensificação da velocidade do vento e a rotação do escoamento para Oeste, tal

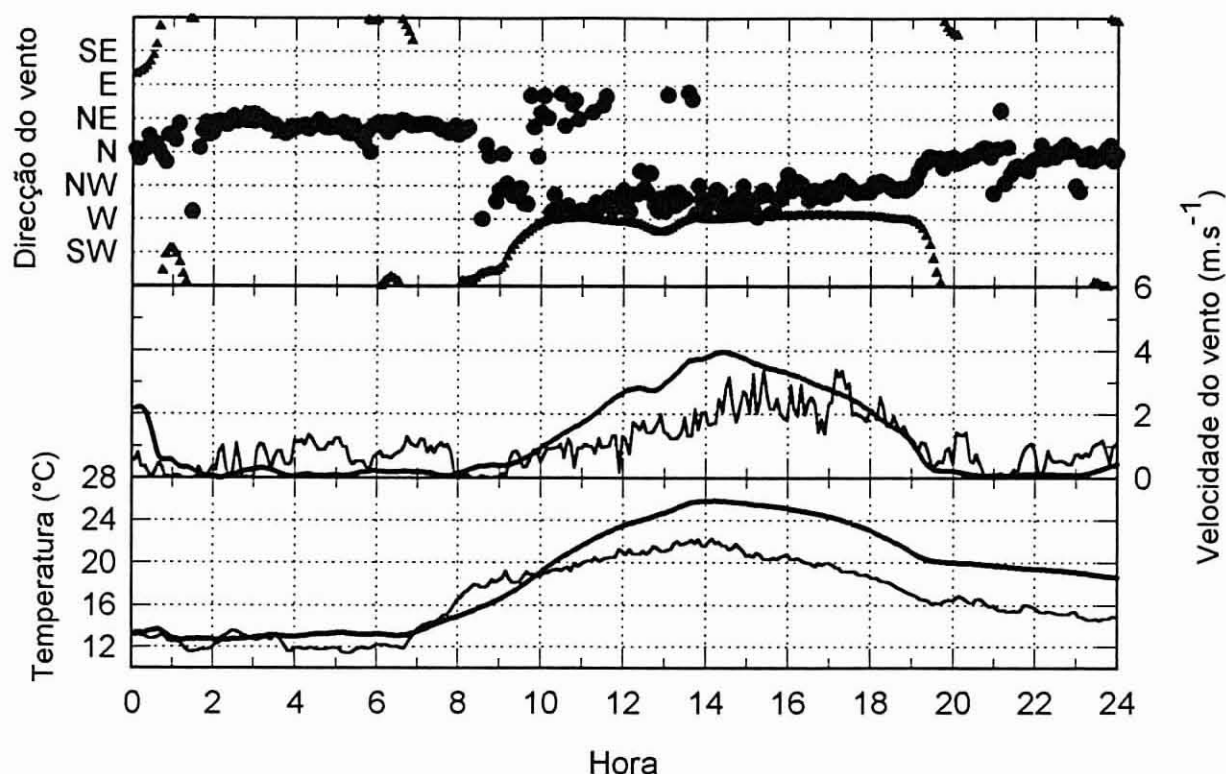


Figura 4-43 Comparação dos resultados do modelo (▲, linha grossa) com dados meteorológicos (●, linha fina) medidos na Bemposta a 1 de Setembro de 1992.

como representado na evolução dos dados meteorológicos. A análise conjunta dos dados medidos de vento e de temperatura, mostra que este período coincide com uma atenuação do crescimento da temperatura, o que origina uma temperatura máxima, relativamente baixa, de 22°C, registada às 14 h. Pelo contrário, os resultados do modelo sobre-estimam a temperatura no nível mais próximo do solo em cerca de 4°C, apesar dos valores de pico coincidirem temporalmente. Este diferencial de 4°C não é afectado pela diminuição de temperatura que ocorre a partir do meio da tarde, mantendo-se ao longo do restante período de simulação.

Durante a acção da brisa de mar, observa-se uma concordância razoável entre os dados de direcção e velocidade de vento e os resultados da simulação, embora os registos meteorológicos mostrem uma rotação gradual de Oeste para NW, durante a tarde, que não é retratada pelo modelo. Entre as 10 e as 14 h, o modelo sobre-estima a velocidade de escoamento.

O modelo parece reagir fortemente à diminuição da radiação solar, provocando a partir das 20 h, a anulação do vento. Pelo contrário, os registos meteorológicos apontam para a manutenção durante a noite, de um escoamento de NW com algumas flutuações de intensidade.

A Figura 4-44 apresenta a evolução temporal do escoamento atmosférico até 500 m acima do nível do solo em Albergaria-a-Velha. Esta Figura deverá ser comparada com a representação dos dados medidos pelo SODAR compilados na Figura A-7. Desta comparação transparece de imediato a não simulação da brisa de terra registada pelo SODAR. Os dados do SODAR evidenciam claramente a existência de uma brisa de terra bem definida, de direcção NE-E e uma intensidade máxima de 7 m.s^{-1} , registada às 5 h da manhã, a 175 m acima do nível do solo. A partir das 11 h, as condições meteorológicas em Albergaria são afectadas pela brisa de mar, registando-se um escoamento de NW. Segundo os resultados do modelo MEMO a brisa de mar encontra-se limitada a uma camada, junto ao solo, com uma espessura máxima de 250 m. Os registos do SODAR sugerem que a brisa de mar tenha uma espessura mais elevada do que a determinada pelo modelo e que sofra uma rotação gradual para Norte durante a tarde.

Uma análise semelhante poderá ser realizada com os registos do SODAR instalado em Aveiro, (representados na Figura A-25), através da sua comparação com os resultados do MEMO (Figura 4-45). Os comentários desenvolvidos para Albergaria são aplicáveis ao caso de Aveiro. Também nas medições efectuadas em Aveiro durante a madrugada de 1 de Setembro de 1992, se observa um escoamento de Leste, coincidente com uma brisa de terra. Durante a tarde, o vento roda para NW em toda a camada superficial monitorada. Estas características do escoamento não são bem retratadas na aplicação do modelo MEMO. Os resultados da simulação apontam para a existência de uma camada junto ao solo, de 200 m de espessura, sem vento, desde o início da simulação até cerca das 11h da manhã. A partir dos 200 m do solo verifica-se a existência de um escoamento fraco de Leste. Às 11 h inicia-se a formação de uma brisa de mar, que apesar de bem definida, apresenta um período de acção limitado e uma espessura reduzida. A partir das 20 h, a brisa anula-se, regressando à situação nocturna anterior, embora em altitude se verifique um escoamento de Sul.

4.4.4 Análise do esquema de turbulência

A implementação da teoria transiliente da turbulência no modelo MEMO foi efectuada criando uma nova opção inicial que interfere unicamente na parametrização da turbulência atmosférica. A operacionalidade do esquema transiliente no modelo MEMO foi já testado (ver 3.3.2), para cenários meteorológicos idealizados. Tal como se discutiu anteriormente, os resultados dessas simulações são credíveis e reflectem uma descrição correcta da evolução da estrutura vertical da baixa troposfera. No entanto, haverá todo o interesse em aplicar o modelo a casos reais, que incluam as dificuldades tradicionais da simulação da mesoscala meteorológica.

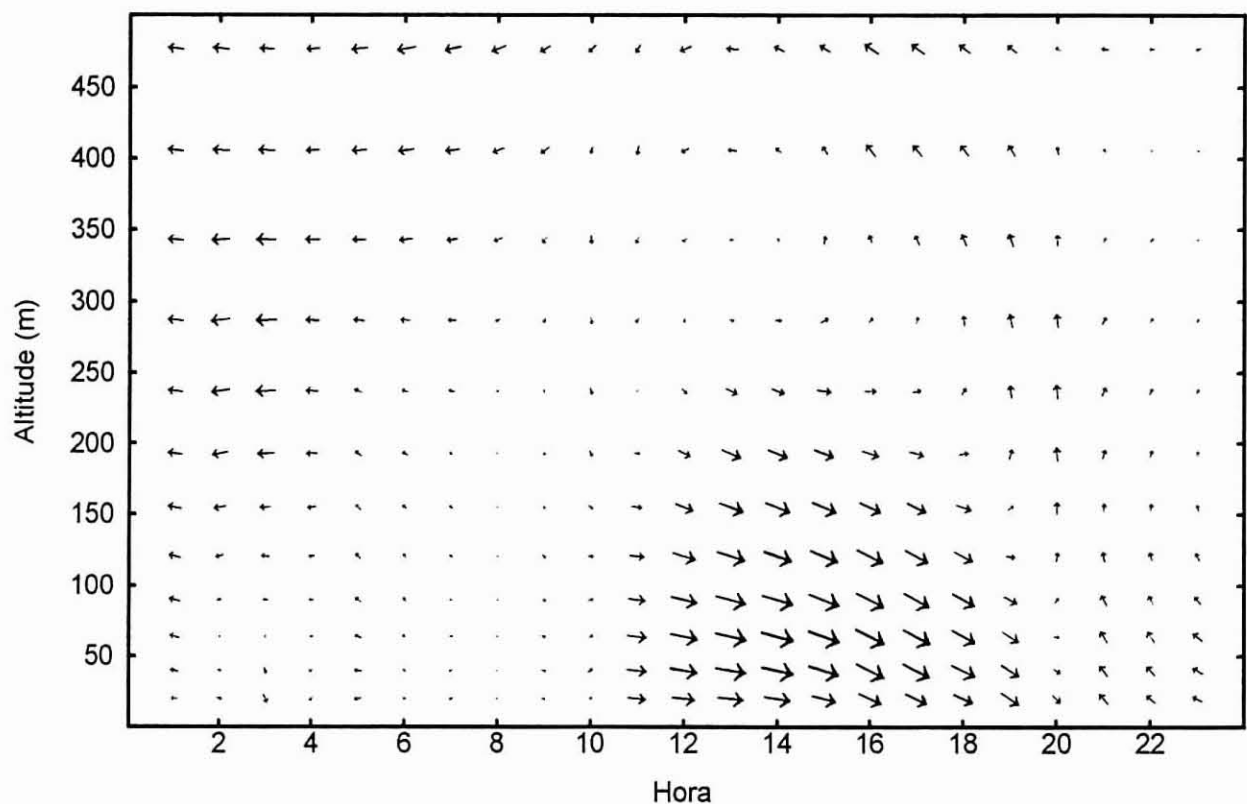


Figura 4-44 Evolução temporal da estrutura vertical da troposfera até 500 m de altura, calculada pelo modelo MEMO, em Albergaria-a-Velha a 1 de Setembro de 1992.

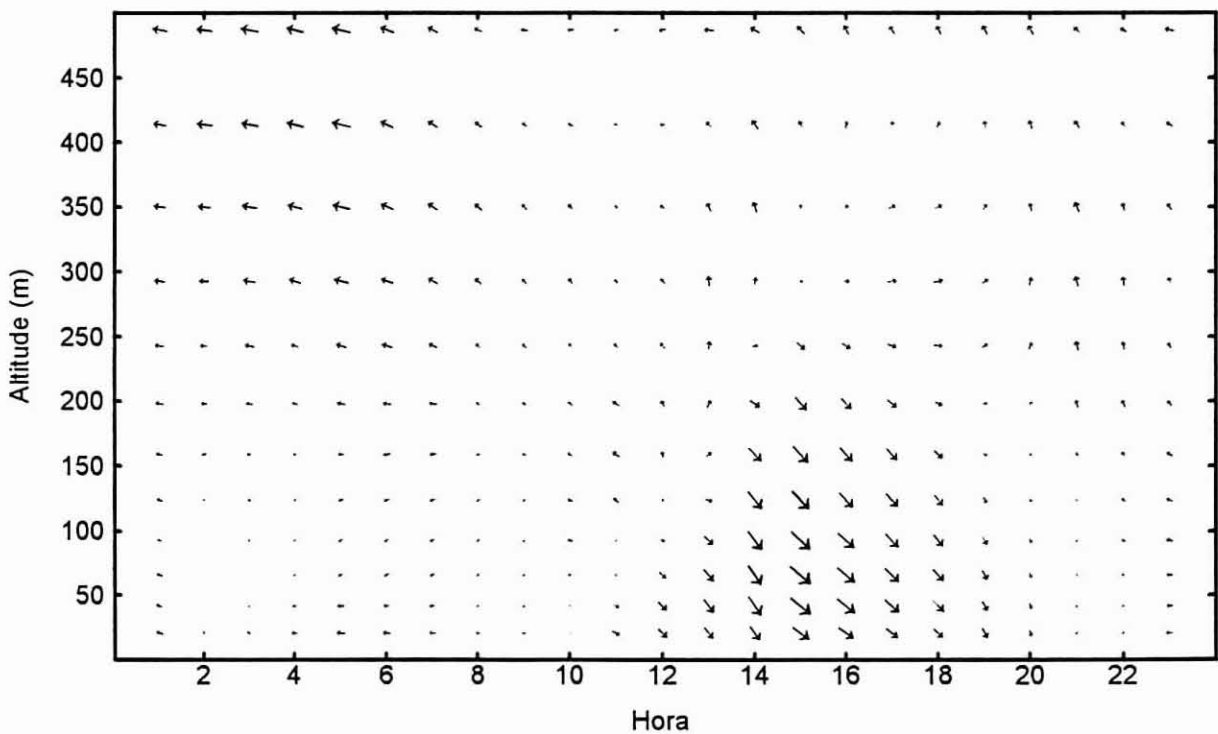


Figura 4-45 Evolução temporal da estrutura vertical da troposfera até 500 m de altura, calculada pelo modelo MEMO, em Aveiro a 1 de Setembro de 1992.

Neste contexto, o modelo MEMO com a opção inicial que induz o cálculo da turbulência através da teoria transiliente da turbulência, foi aplicado à região de Aveiro, aos cenários meteorológicos de 1 e 5 de Setembro de 1992. Alterando unicamente o esquema empregue na simulação da turbulência, é possível isolar os impactes provocados pela mudança de esquema de turbulência. Os resultados destas simulações são apresentadas de seguida, comparando-se os resultados calculados com os registos das estações meteorológicas superficiais disponíveis. Apresenta-se também uma análise do efeito do esquema de turbulência na estrutura vertical da atmosfera. Optou-se por não apresentar os campos de ventos calculados com o esquema transiliente pois, tal como se verá através da análise dos dados das estações superficiais, não diferem substancialmente dos apresentados anteriormente (ver 4.4.2.1 e 4.4.3.1).

4.4.4.1 Dados meteorológicos superficiais

Nas Figuras 4-46, 4-47 e 4-48 sobrepõe-se aos registos meteorológicos de temperatura e vento, os resultados do modelo MEMO com o esquema transiliente e com a parametrização k - ϵ tradicionalmente utilizada, determinados para o dia 5 de Setembro de 1992, respectivamente para a Bemposta, Cacia e Talhadas. A Figura 4-49 apresenta a mesma informação para a estação meteorológica da Bemposta em 1 de Setembro de 1992. De modo a se avaliar cabalmente o efeito do esquema de turbulência adoptado, nas Figuras 4-46 a 4-49 incluem-se os dados completos calculados pelo modelo, não se eliminando, tal como nos estudos de validação (ver 4.4.2.2 e 4.4.3.2), os resultados das simulações determinados em condições de vento muito fraco.

Quando a velocidade do vento calculada pelo modelo MEMO é muito baixa ($< 0,2 - 0,3 \text{ m.s}^{-1}$), o escoamento atmosférico não se fixa numa direcção constante, verificando-se uma rotação de 360° num período entre 2 a 4 horas. Este comportamento é de algum modo consistente com o comportamento de um catavento real, exposto às mesmas condições meteorológicas. A representação gráfica da evolução da direcção do vento, mostra nestes casos (Figuras 4-47 e 4-48) uma série de pontos que parecem distribuídos aleatoriamente, e dos quais é difícil retirar a direcção preponderante do escoamento. Surge uma maior discrepância entre os resultados do modelo e os registos meteorológicos (Figura 4-49) quando o modelo sub-estima a velocidade do escoamento, iniciando-se uma rotação da direcção de vento, enquanto que os dados meteorológicos apontam para um escoamento fraco, mas persistente, com uma direcção bem definida.

Esta característica das simulações não é afectada pelo esquema de turbulência utilizado. No entanto, quando a velocidade do vento se aproxima praticamente de zero em ambas as versões do modelo, a intensificação da velocidade do vento pode provocar uma divergência dos

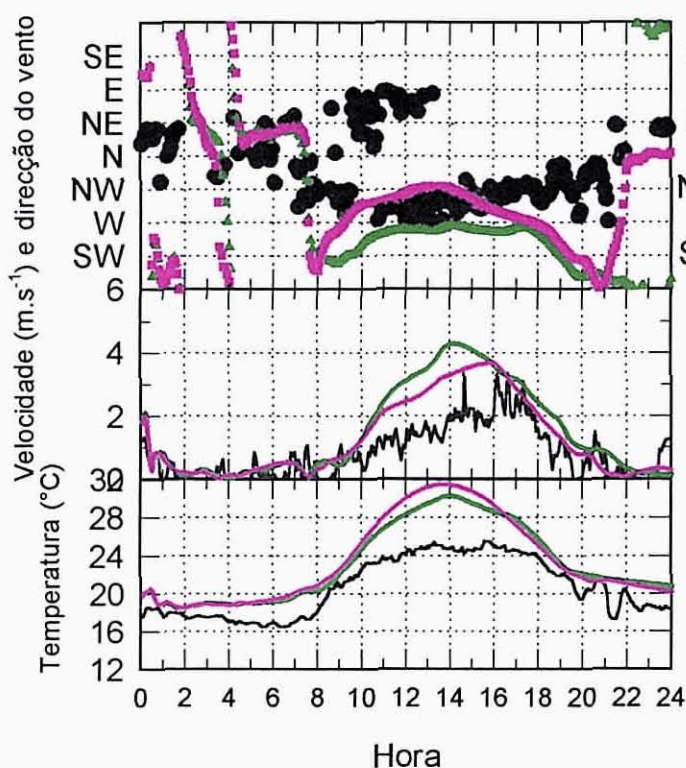


Figura 4-46 Validação do esquema de turbulência para a Bemposta em 5 de Setembro de 1992 (registos meteorológicos , $k-\epsilon$, *transiliente*).

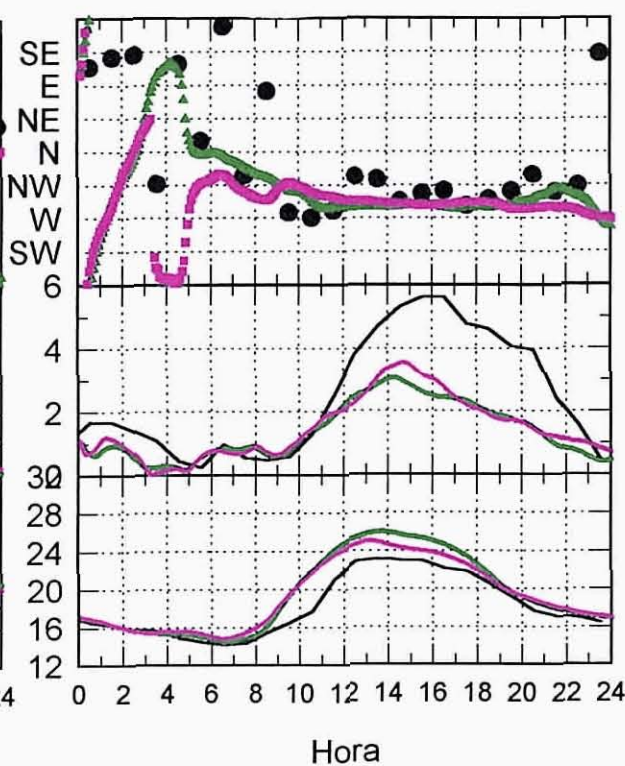


Figura 4-47 Validação do esquema de turbulência para Cacia em 5 de Setembro de 1992 (registos meteorológicos , $k-\epsilon$, *transiliente*).

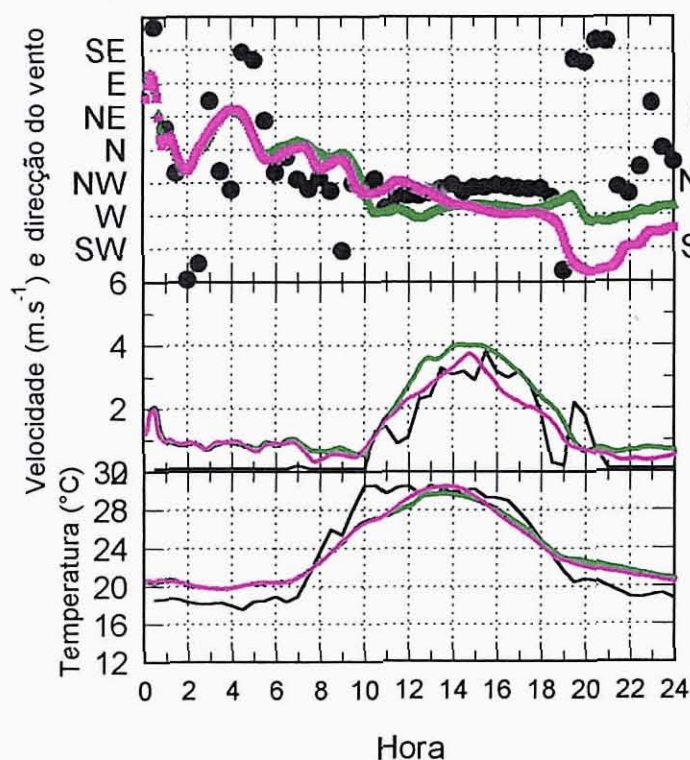


Figura 4-48 Validação do esquema de turbulência para Talhadas em 5 de Setembro de 1992 (registos meteorológicos , $k-\epsilon$, *transiliente*).

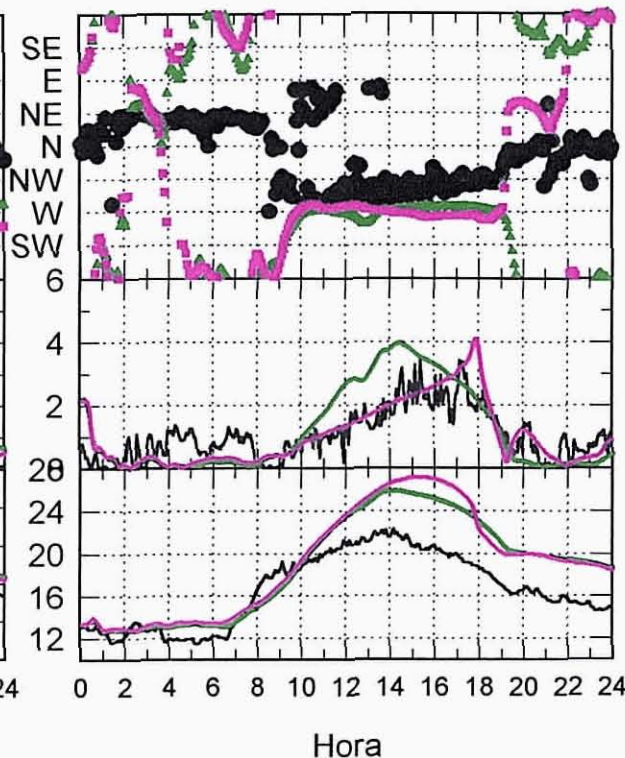


Figura 4-49 Validação do esquema de turbulência para a Bemposta em 1 de Setembro de 1992 (registos meteorológicos , $k-\epsilon$, *transiliente*).

resultados das duas simulações. Este fenómeno é observável na Figura 4-48 às 3 h da manhã, e na Figura 4-50 às 4 e às 19 h. Dada a baixa velocidade do vento esta divergência poderá não se reflectir significativamente nos padrões de circulação atmosférica.

Entre as 10 e as 18 h, as duas versões do modelo apresentam direcções de vento muito semelhantes nas várias estações meteorológicas utilizadas na validação, embora a intensidade do escoamento gerado pelo esquema transiliente esteja mais próxima dos valores medidos.

Na Bemposta (Figuras 4-46 e 4-49), os resultados do modelo MEMO obtidos com o esquema transiliente parecem aproximar-se mais adequadamente das condições meteorológicas que se geram após o pôr-do-Sol. O modelo transiliente produz durante algumas horas um escoamento de N-NE, tal como retratado nos registos meteorológicos, enquanto que o modelo tradicional apresenta uma rotação do vento para o quadrante Sul. Em Talhadas (Figura 4-47), às 20 h de 5 de Setembro de 1992, o esquema transiliente é responsável pela flutuação do escoamento para Sul, de acordo com o escoamento de SE observável nos dados meteorológicos. O esquema clássico mantém um escoamento de Oeste durante a noite.

A evolução da temperatura superficial calculada pelas duas versões do modelo meso-meteorológico é muito semelhante. Este facto parece indicar que a evolução da temperatura é dominada por outros factores, que não a turbulência atmosférica, tal como, o balanço térmico superficial.

Contudo, em termos de avaliação global, deve-se salientar que as duas simulações se assemelham mais entre si do que qualquer uma das simulações com os registos meteorológicos. De facto algumas das discrepâncias existentes entre os dados meteorológicos e os resultados do modelo não se alteram com a adopção de um novo esquema de turbulência:

- nas simulações apresentadas o modelo MEMO parece sobre-estimar a temperatura máxima em 3-5°C.
- A direcção da brisa de mar calculada pelo modelo mantém-se praticamente fixa durante toda a tarde. Os registos meteorológicos mostram uma rotação gradual e lenta para Norte, provavelmente provocada pelo efeito da força de Coriolis. Neste episódios, o modelo MEMO parece sub-estimar o efeito da força de Coriolis.

4.4.4.2 Estrutura vertical do escoamento

As comparação de dados meteorológicos com os valores calculados pelo modelo MEMO mostram que a alteração do esquema de parametrização da turbulência não produz grandes alterações na evolução diurna das variáveis meteorológicas a nível superficial. De facto, as condições superficiais são dominadas por factores independentes da turbulência, tais como o balanço radiativo ou o atrito. Basicamente, e na perspectiva da modelação, pode-se afirmar que a turbulência torna-se predominante no processo de transferência das variações que ocorrem na camada superficial para as camadas mais elevadas do escoamento. Assim, o efeito da turbulência atmosférica deverá ser mais evidente se se analisar o comportamento da estrutura vertical do escoamento.

Nas Figuras 4-50 a 4-53 apresentam-se os perfis verticais de temperatura potencial e de velocidade de vento calculados pelo modelo MEMO em Albergaria-a-Velha às 15 h, para 1 e 5 de Setembro de 1992. Optou-se por analisar a estrutura vertical às 15 h, dado tratar-se do período do dia com temperaturas mais elevadas, durante o qual se deverá registar uma perturbação máxima do perfil vertical, relativamente às condições iniciais de simulação. A análise da estrutura vertical encontra-se restringida às medições efectuadas em Albergaria-a-Velha, dado que as condições iniciais e fronteira aplicadas às simulações foram criadas tendo como base as sondagens efectuadas em Aveiro. Carece assim de sentido, utilizar estas sondagens para estudos de validação, pois a concordância entre as simulações e a realidade seria forçada *a priori*.

Os perfis verticais de temperatura potencial calculados pelas duas versões do MEMO em Albergaria-a-Velha a 1 de Setembro de 1992 às 15 h, são apresentados na Figura 4-50. Embora as duas simulações apresentem temperaturas idênticas na camada mais superficial, observam-se diferenças significativas da estrutura térmica até cerca dos 1050 m de altitude. O esquema transiliente desenvolve uma camada de mistura mais elevada (650 m) do que a parametrização tradicional (400 m). Outra diferença que sobressai da representação gráfica, consiste na grande homogeneidade térmica da camada de mistura determinada pelo modelo transiliente.

A análise dos resultados de 1 de Setembro de 1992 deverá ser complementada com o estudo do perfil vertical de velocidade de vento representado na Figura 4-51. As duas versões do MEMO parecem reproduzir de perto o comportamento geral da estrutura vertical do escoamento, desenvolvendo-se um perfil com três camadas distintas, tal como os dados da sondagem. Em termos gerais é possível afirmar que ambas as simulações sub-estimam a

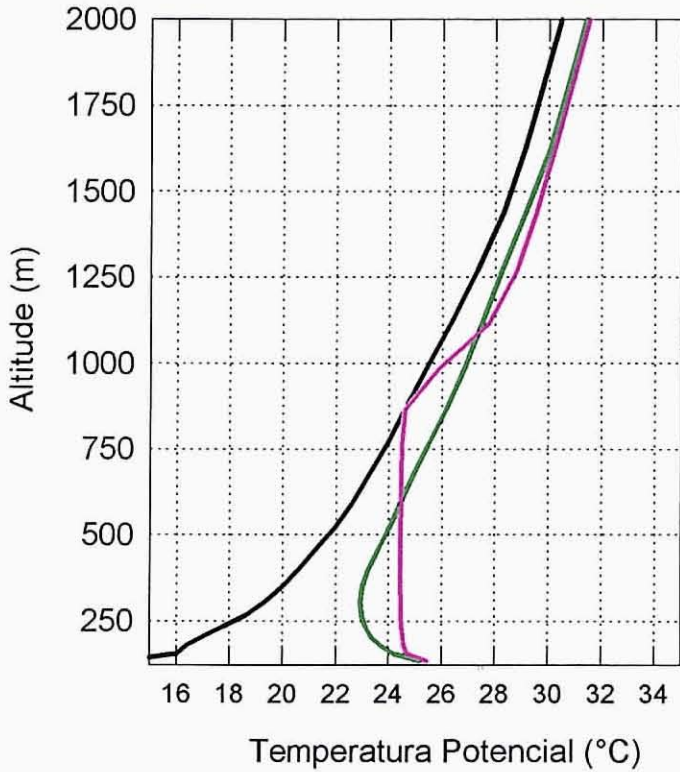


Figura 4-50 Perfil vertical de temperatura em Albergaria-a-Velha a 1 de Setembro de 1992 às 15 h (condições iniciais às 0 h, k-ε, *transiliente*).

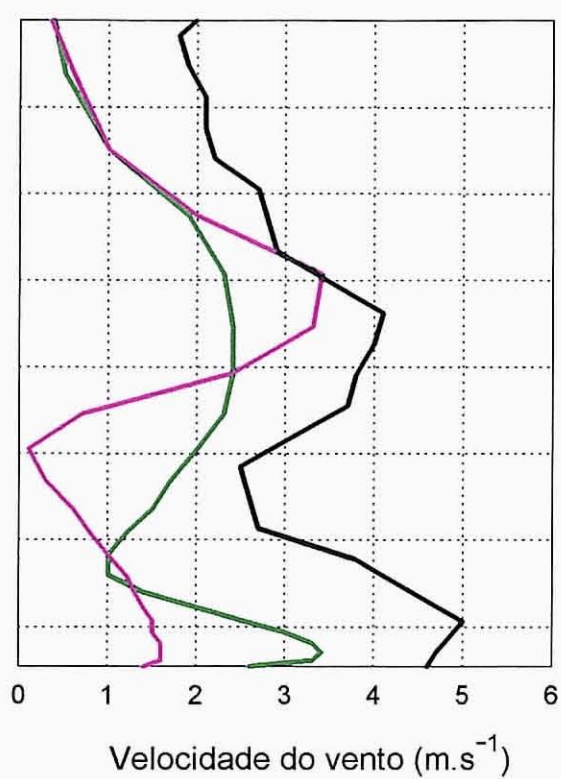


Figura 4-51 Perfil vertical de velocidade de vento em Albergaria-a-Velha a 1 de Setembro de 1992 às 15 h (registos meteorológicos, k-ε, *transiliente*).

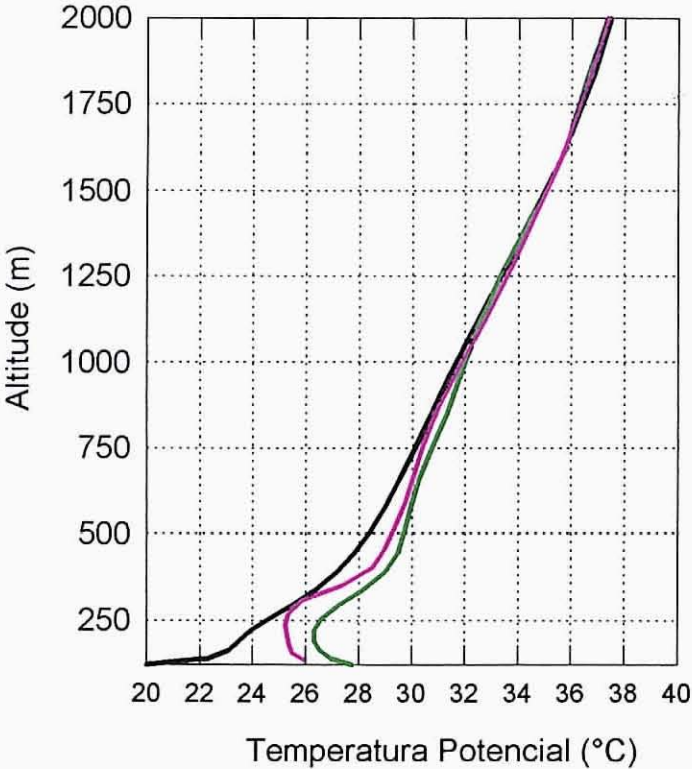


Figura 4-52 Perfil vertical de temperatura em Albergaria-a-Velha a 5 de Setembro de 1992 às 15 h (condições iniciais às 0h, k-ε, *transiliente*)

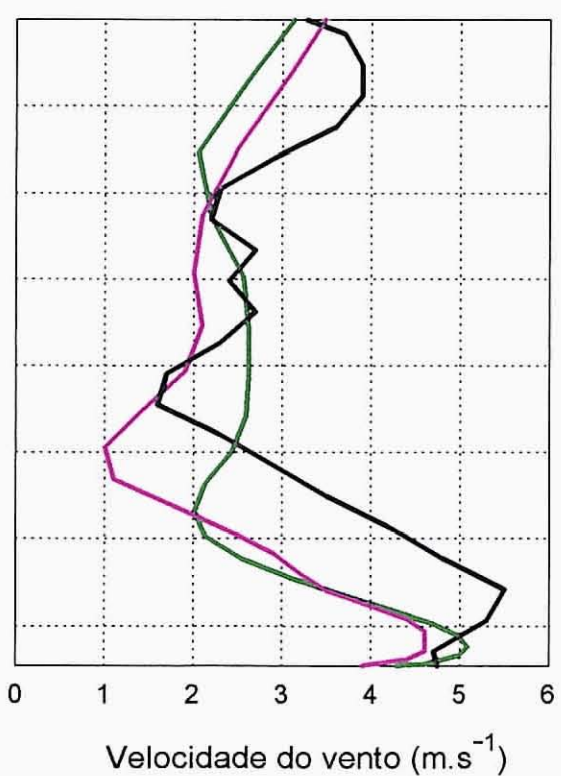


Figura 4-53 Perfil vertical de velocidade de vento em Albergaria-a-Velha a 5 de Setembro de 1992 às 15 h (registos meteorológicos, k-ε, *transiliente*).

intensidade do vento. O modelo transiliente apresenta os valores mais baixos, com velocidades de vento cerca de metade das determinadas nas sondagens. No entanto, a estrutura do perfil transiliente assemelha-se fortemente à resultante dos registos meteorológicos, havendo uma coincidência das altitudes das várias camadas. A camada junto ao solo, até 100 m de altitude, desenvolvida pela versão transiliente apresenta uma forte mistura que se reflecte numa homogeneidade das características dinâmicas do escoamento.

Realizando uma análise semelhante para as simulações de 5 de Setembro de 1992, verifica-se uma alteração do efeito do modelo de turbulência (ver Figura 4-52). Neste caso, os perfis determinados pelos dois esquemas de turbulência apresentam uma forma bastante semelhante, embora o perfil transiliente apresente temperaturas inferiores desde a superfície. A partir dos 250 m do nível do solo observa-se uma aproximação gradual da temperatura potencial calculada pelos dois modelos, atingindo-se aos 950 m de altitude, a equivalência entre os dois perfis.

A análise do perfil vertical de velocidade de vento calculado às 15 h de 5 de Setembro de 1992 (ver Figura 4-53) permite extrair conclusões semelhantes às do caso anterior, embora se verifique uma maior concordância entre os valores de intensidade de vento calculados e medidos, na camada mais próxima do solo. Também neste cenário meteorológico, o modelo transiliente apresenta maiores semelhanças com os dados das sondagens do que os resultados da parametrização clássica.

Uma análise global deste conjunto de comparações permite evidenciar algumas características que parecem repetir-se consistentemente:

- o perfil de temperaturas da camada superficial determinado com o esquema transiliente apresenta uma grande homogeneidade resultante de uma mistura intensa;
- o perfil de velocidade de vento do esquema transiliente parece mais próximo dos dados meteorológicos.

Trata-se no entanto, de um conjunto restrito de dados, que obriga a uma análise atenta e pouco conclusiva. Os resultados das simulações parecerem indicar, tanto nos dados das estações superficiais com nos perfis verticais, um comportamento mais adequado do esquema transiliente. Contudo, haverá que repetir estas aplicações para outras bases de dados experimentais, de preferência, em campanhas meteorológicas que permitam uma boa caracterização das condições iniciais de simulação. No caso presente, e perante a ausência de

sondagens nocturnas, foi necessário interpolar os perfis iniciais impostos às simulações, introduzindo uma inevitável subjectividade.

4.5 Síntese Conclusiva

Com o objectivo de caracterizar as circulações de mesoscala que se formam na região de Aveiro durante o Verão, realizou-se entre 26 de Agosto e 8 de Setembro de 1992 uma campanha de prospecção meteorológica de âmbito regional. As conclusões retiradas da análise dos dados experimentais foram complementadas com os resultados de simulações numéricas efectuadas com o modelo de mesoscala MEMO, para os dias 1 e 5 de Setembro de 1992. Realizaram-se simulações com duas versões distintas do modelo de mesoscala, com o esquema transiliente e com a parametrização k- ϵ , para compreender qual a influência do esquema de turbulência nos resultados da modelação.

Os dados meteorológicos adquiridos durante a campanha experimental permitiram respeitar os objectivos preconizados, evidenciando a importância dos ciclos meteorológicos de mesoscala na definição das circulações atmosféricas que se formam na região de Aveiro. Trata-se de uma região afectada pela ocorrência de brisas de mar de forte intensidade. Os resultados experimentais indicam que a brisa de terra é menos bem definida e de intensidade muito inferior à brisa de mar. Eventualmente, a análise teria sido mais completa se a frequência de aquisição de algumas estações de monitorização fosse mais elevada, de preferência, da ordem dos 5 minutos. Outro factor a considerar em futuras campanhas meteorológicas consiste na execução de sondagens nocturnas que permitam efectuar uma inicialização bem fundamentada das simulações numéricas.

Os campos de vento determinados com o modelo MEMO mostram que o escoamento nocturno é dominado por escoamentos descensionais que se formam nas encostas das cordilheiras montanhosas. A brisa de mar surge por volta das 10 h na linha costeira, expandindo-se gradualmente a toda a região. A conjugação da brisa de mar com escoamentos provocados pela orografia, leva à canalização do escoamento, no interior dos vales dos rios Vouga e Águeda. Quando as temperaturas nocturnas são relativamente baixas (10-12°C) o processo de desenvolvimento da brisa de mar é mais lento, permitindo a formação de fenómenos dependentes das características topográficas locais. Nestas situações particulares, gera-se um campo de ventos muito irregular mas de fraca intensidade, que persiste até ao princípio da tarde.

A comparação dos registos meteorológicos com os resultados da aplicação do modelo MEMO mostra uma concordância razoável. O modelo representa adequadamente as principais variações meteorológicas que se observam ao longo de um dia de Verão, na região de Aveiro.

Importa no entanto, destacar alguns problemas observados nas simulações efectuadas, tendo em vista desenvolvimentos futuros do modelo MEMO. Assim, e apesar de uma excelente concordância a nível superficial, a análise dos perfis verticais sugere que o modelo tende a sub-estimar a velocidade do vento em altitude. Esta característica poderá explicar indirectamente a espessura reduzida da brisa de mar calculada pelo modelo, comparada com o desenvolvimento vertical observável nos vários registos meteorológicos (SODAR, sondagens com balões-piloto). De igual modo, a persistência da brisa de mar numa direcção de vento praticamente constante durante a tarde, não reagindo eficientemente à acção da força de Coriolis, poderá estar relacionada com uma sub-estimativa da intensidade do vento.

A análise das séries temporais de dados meteorológicos concluiu que a brisa de mar provocava a atenuação das temperaturas máximas registadas na Bemposta, em Cacia e em Talhadas. Este efeito da brisa de mar não é bem representado pelo modelo: os resultados das simulações mostram um perfil de temperaturas regular com valores máximos bem definidos, cerca das 14 h.

A comparação dos resultados do modelo MEMO obtidos para as estações superficiais, com o esquema transiliente e com a parametrização clássica, indiciam que as características superficiais do escoamento deverão ser mais dependentes de outros fenómenos, tais como, o balanço radiativo superficial. De facto, as diferenças existentes entre as duas versões do modelo são menores, quando comparadas com o que as distingue dos próprios dados meteorológicos. No entanto, a análise detalhada do resultados aponta para que o esquema transiliente reproduza mais adequadamente o escoamento que se produz após o pôr-do-Sol. Obteve-se uma conclusão idêntica ao analisar a estrutura vertical do escoamento: o comportamento dos perfis verticais de velocidade de vento calculados pelo esquema transiliente segue mais de perto, a estrutura patente nas medições. Os resultados do modelo, aplicando a teoria transiliente da turbulência, são consistentes com os publicados por outros autores, que comentam a existência de uma grande homogeneidade vertical, provocada por uma forte mistura turbulenta, eventualmente excessiva. Trata-se no entanto, de um conjunto limitado de dados que não permite qualificar os dois esquemas de turbulência em estudo.

AS CIRCULAÇÕES ATMOSFÉRICAS NA REGIÃO DE LISBOA

Durante os últimos anos, a Universidade de Aveiro, através de diversas actividades desenvolvidas pelo Departamento de Ambiente e Ordenamento, tem dedicado alguma atenção ao estudo da qualidade do ar na região de Lisboa.

O interesse pela região de Lisboa surgiu naturalmente, pois nesta região localizam-se as mais importantes unidades industriais do país, assim como um grande número de centros urbanos que totalizam uma população de cerca 3 500 000 habitantes. A análise dos dados compilados nos inventários de emissões de poluentes atmosféricos, realizados a nível nacional (Carneiro et al., 1990; Valadas e Góis, 1994) mostram que as diversas actividades industriais implantadas na região, acrescidas do tráfego automóvel e outras actividades humanas que ocorrem na região circundante de Lisboa são responsáveis por mais de 55 % das emissões antropogénicas de poluentes atmosféricos do país.

Perante este quadro torna-se essencial compreender os mecanismos de transporte de poluentes atmosféricos que ocorrem na região de Lisboa, de modo a perspectivar futuras estratégias de controle de qualidade do ar. Normalmente, os cenários meteorológicos seleccionados para estudos de mesoscala efectuados em regiões urbanas, correspondem a episódios em que se verificaram problemas de poluição atmosférica. No entanto, em Portugal, a maioria das estações de monitorização da qualidade do ar localiza-se nas proximidades de complexos industriais, ou no interior dos centros urbanos. Os valores registados são por isso, fortemente afectados pelas emissões de poluentes das fontes próximas. Por outro lado, as estações de monitorização são escassas, apresentando uma fiabilidade de funcionamento muito baixa

(Coutinho e Borrego, 1992). Tendo em conta esta situação, os dados de qualidade do ar existentes em Portugal não permitiram seleccionar, até ao momento, episódios meteorológicos de interesse particular.

Neste contexto, a selecção dos cenários meteorológicos foi realizada através da análise de diversas classificações sinópticas que descrevem as características das circulações meteorológicas típicas que ocorrem na Península Ibérica. Seleccionaram-se duas situações meteorológicas (uma de Verão e outra de Inverno) que propiciam a formação de fenómenos de mesoscala, e que são caracterizadas pela ocorrência de vento fraco e céu limpo. O episódio de Verão é de probabilidade de ocorrência muito superior ao de Inverno, merecendo por isso, uma análise mais detalhada. As circulações de mesoscala que se desenvolvem nestas condições sinópticas foram estudadas através da aplicação do modelo de mesoscala MEMO. Os dados utilizados na validação dos resultados das simulações foram amavelmente cedidos pela Companhia Portuguesa de Produção de Electricidade - CPPE (ex-EDP) e pelo Instituto de Meteorologia.

O estudo da qualidade do ar na região de Lisboa obrigou à preparação de inúmeras ferramentas e ao desenvolvimento de investigação em áreas diversas, nomeadamente:

- preparação de bases de dados de emissões de poluentes atmosféricos detalhadas espaço-temporalmente (Reis et al., 1992; Nunes et al., 1994);
- análise da climatologia sinóptica da região (Coutinho et al., 1994b; 1994c);
- análise de séries temporais de dados de qualidade do ar registados na região de Lisboa (Coutinho e Borrego, 1992; van Berkel et al., 1994);
- estudo das circulações meteorológicas de mesoscala (Coutinho e Borrego, 1994b; 1994c; Borrego et al., 1994)
- estudo dos padrões dispersivos e de produção fotoquímica que ocorrem na região de Lisboa (Coutinho, 1991; Barros, 1994).

Estas várias acções deverão ser entendidas no enquadramento mais lato de um projecto de investigação que envolve as diversas facetas de um programa de controle de poluição fotoquímica. A complexidade inerente ao desenvolvimento de um programa eficaz de controle de qualidade do ar na região de Lisboa exige a integração de várias acções de pesquisa tal como apresentado por Solomon.(1995).

5.1 Descrição da Região

A cidade de Lisboa desenvolve-se numa região de grande complexidade topográfica (ver Figura 5-1), dominada a leste pelo estuário do Tejo (320 km²) e rodeada por várias cadeias montanhosas com altitudes máximas superiores a 400 m acima do nível do mar, nomeadamente, a Serra de Sintra (526 m) a Oeste, Serra de Arrábida (501 m) a Sul e Malveira-Montachique (431-409 m) a Norte. A região apresenta também, a cerca de 60 km a Sul de Lisboa, o estuário do Sado, de menores dimensões do que o do Tejo mas que poderá ter um efeito não desprezável no desenvolvimento do escoamento atmosférico.

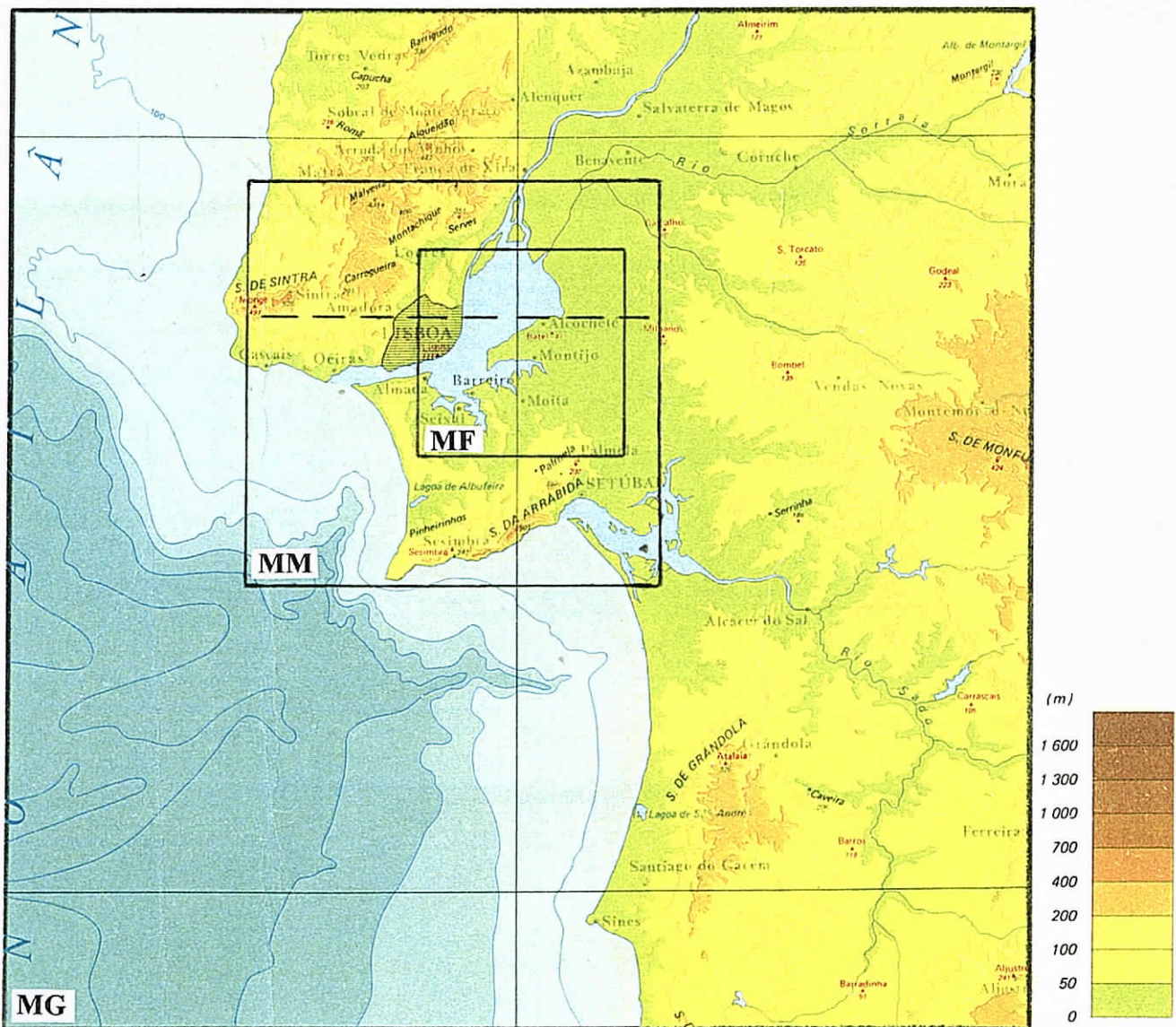


Figura 5-1 Topografia da região de Lisboa (escala 1:1000000, Atlas do Ambiente). Apresentam-se os três domínios de modelação considerados: malha numérica 5 x 5 km² (MG), 2 x 2 km² (MM), e 1 x 1 km² (MF). Os perfis verticais incluídos neste trabalho foram efectuados ao longo da linha a tracejado.

Por outro lado, a linha costeira não se desenvolve regularmente, existindo várias baías que originam uma costa curvilínea. Trata-se de uma região com uma grande diversidade de uso do solo, com zonas urbanas (concentradas nas proximidades da cidade de Lisboa), zonas florestais e extensas zonas agrícolas. Perante estas características topográficas é previsível um escoamento atmosférico de mesoscala bastante complexo, devido à potencial interacção de várias células de recirculação atmosférica.

5.2 Episódio de Verão

Devido à sua complexidade topográfica, o campo de ventos que ocorre na região de Lisboa poderá ser influenciado por fenómenos de diversas sub-escalas espaciais. Assim, e para simular o campo de ventos adequadamente será necessário modelar as várias escalas utilizando resoluções espaciais e temporais apropriadas. Uma das possibilidades para obter uma maior resolução em determinadas partes do domínio de cálculo consiste em efectuar uma simulação com vários domínios numéricos sobrepostos (“nested grids”).

Os campos de vento apresentados resultam da aplicação de três domínios de cálculo sobrepostos (ver Figura 5-1), com resoluções diferentes (Coutinho et al., 1994d): o domínio de malha numérica mais grosseira (MG) ocupa a área de $150 \times 150 \text{ km}^2$, com uma resolução horizontal de $5 \times 5 \text{ km}^2$; o domínio de malha média (MM) estende-se sobre $60 \times 60 \text{ km}^2$, tendo uma resolução horizontal de $2 \times 2 \text{ km}^2$; finalmente, o domínio de malha mais fina (MF) ocupa $30 \times 30 \text{ km}^2$ e apresenta a resolução horizontal de $1 \times 1 \text{ km}^2$. Estes três domínios de cálculo foram construídos tendo em atenção as várias escalas a representar:

- domínio MG - representa a região de Lisboa e a envolvente necessária para descrever as condições de mesoscala.
- domínio MM - representa a área metropolitana de Lisboa.
- domínio MF - descreve o estuário do Tejo com o detalhe apropriado.

Cada domínio de cálculo apresenta a mesma estrutura vertical, com o topo a 6000 m de altitude. A malha numérica tem um espaçamento vertical não-equidistante, que aumenta com a altitude, a partir do valor mínimo de 20 m junto à superfície.

O modelo MEMO foi aplicado à região de Lisboa utilizando a parametrização clássica de simulação da turbulência atmosférica disponível no modelo. A teoria transiliente da turbulência foi preterida pois representa um acréscimo dos custos computacionais, não se registando

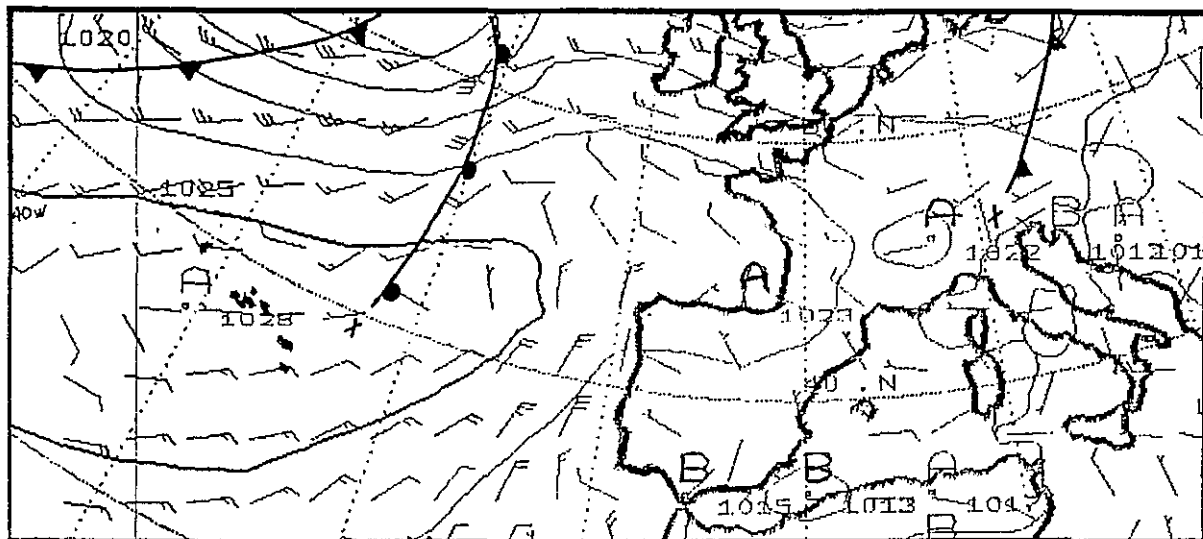


Figura 5-2 Condições sinópticas sobre a Península Ibérica às 0 h do dia 4 de Agosto de 1992.

alterações significativas dos campos meteorológicos superficiais (Coutinho e Borrego, 1995). Haverá também que ter em conta que os dados meteorológicos disponíveis para validação dos resultados são insuficientes para validar o esquema de turbulência adoptado.

Para seleccionar o episódio meteorológico, representativo das condições meteorológicas típicas de Verão (Coutinho et al., 1994b), efectuou-se uma análise detalhada dos boletins meteorológicos de Agosto de 1991 e 1992. O campo de pressões na baixa troposfera do dia 4 de Agosto de 1992 (INMG, 1992) pode ser considerado como um exemplo típico de "pantano barométrico" (ver Figura 5-2), já referido anteriormente como representativo de 70% dos dias de Verão. No dia seleccionado, o anticiclone dos Açores estendia-se sobre o Norte da Península Ibérica e um sistema de baixas pressões estava localizado a Oeste das ilhas Britânicas.

A análise do perfil vertical de temperaturas determinado em Lisboa a 4 de Agosto de 1992 às 0 h apresenta a 300 m de altitude, uma inversão térmica de 4°C bem marcada. Os ventos através da baixa troposfera eram geralmente fracos (aproximadamente 3 m.s⁻¹) com direcção N-NE. A partir dos 1600 m o vento apresentava-se do sector Sul.

As condições iniciais e fronteira impostas à aplicação do modelo MEMO transpõem para a simulação estas condições meteorológicas (ver Figura 5-3). Às 12 h observa-se um crescimento da camada superficial, embora se mantenha uma inversão de 4°C entre os 400 e os 600 m de altitude. Entre os 1500 e 2000 m, o vento apresentava-se extraordinariamente fraco do sector Leste. Às 24 h, ocorreu um aquecimento generalizado da atmosfera, que se reflecte

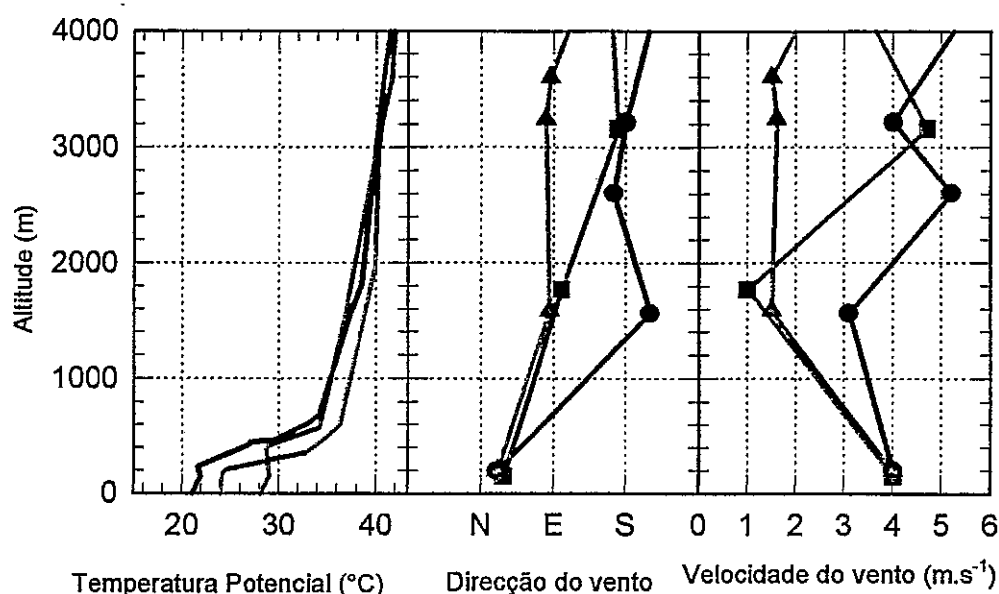


Figura 5-3 Perfil de temperaturas às 0, 12 e 24 h do dia 4 de Agosto de 1992.

no perfil vertical de temperaturas. Este facto poderá estar relacionado com a rotação do vento para Leste e a existência de intensidades fracas de vento entre os 1500 e 3600 m de altitude.

5.2.1 Características do escoamento de mesoscala

Os resultados determinados com o modelo MEMO mostram que durante a madrugada de 4 de Agosto de 1992, o escoamento atmosférico superficial na região modelizada era caracterizado pela existência de uma brisa de terra ao longo de toda a linha de costa e escoamentos descensionais nas Serras de Sintra, Arrábida e Grândola, um escoamento de nordeste sobre o vale do Tejo e vento Norte sobre o Oceano Atlântico.

O campo de ventos calculado para as 8 h não apresenta grandes alterações (Figura 5-4) relativamente à situação meteorológica da madrugada. Os resultados obtidos para a simulação de MM (Figura 5-5), mostra que ocorrem ventos catabáticos muito intensos nas vertentes viradas para Sul das Serras de Sintra e Arrábida. Nas vertentes orientadas para norte, os ventos descensionais são suprimidos pela acção conjunta do escoamento sinóptico. A esta hora, o escoamento atmosférico que ocorre sobre o estuário do Tejo apresenta-se relativamente simples. A simulação de MF (Figura 5-6) apresenta um escoamento bastante semelhante ao da MM, embora a velocidade do vento seja relativamente inferior.

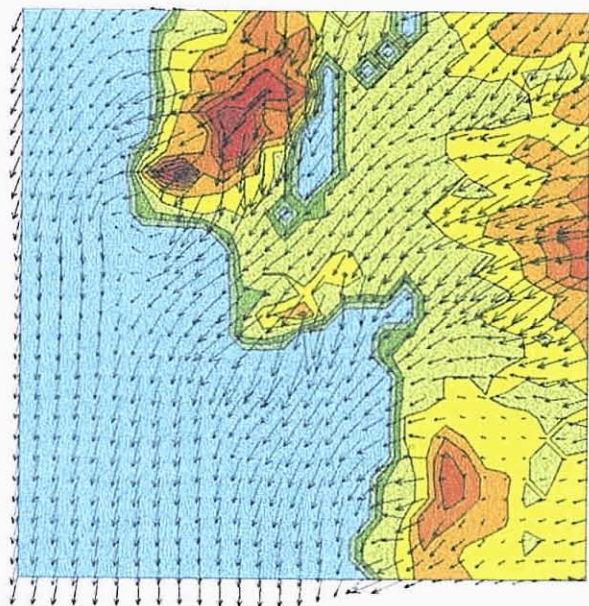


Figura 5-4 Campo de ventos sobre a região de Lisboa em 4 de Agosto de 1992 às 8 h.

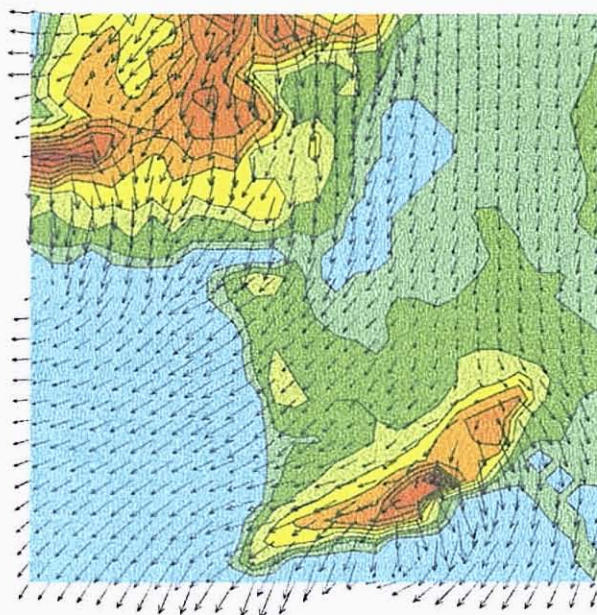


Figura 5-5 Campo de ventos sobre a área urbana de Lisboa em 4 de Agosto de 1992 às 8 h.

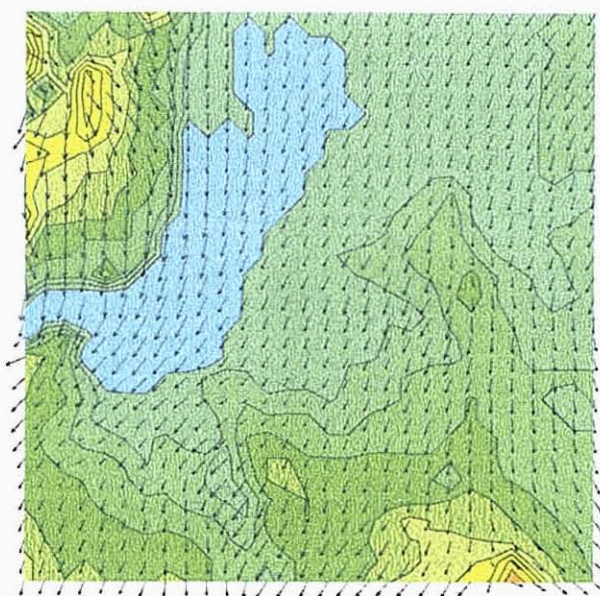


Figura 5-6 Campo de ventos sobre o estuário do Tejo em 4 de Agosto de 1992 às 8 h.

A partir das 12h o vento sobre o Atlântico roda para Oeste, observando-se a formação de uma frente de brisa incipiente a alguns quilómetros da costa sobre o Oceano. Em frente a Sines, essa frente aparece a cerca de 30 km da costa, enquanto mais a Norte, na zona da foz do Tejo, a frente é observável a 10 km da costa (Figura 5-7). A NW de Lisboa, a brisa de mar, catalizada por efeitos orográficos, penetra no interior do continente. A simulação de MM (Figura 5-8) representa com detalhe a penetração da brisa de mar sobre as Serras de Sintra e de Montejunto. Focalizando a análise nos resultados para as 12 h da simulação de MF (Figura 5-9), observa-se que os ventos de Norte que ocorrem a SE da cidade de Lisboa, sobre o estuário, continuam a ser forçados pelo escoamento sinóptico. No entanto, observa-se o início da formação de uma brisa de lago na parte Norte do estuário do Tejo.

Pelas 16 h (Figura 5-10) a brisa encontra-se completamente desenvolvida ao longo de toda a costa. O escoamento obtido na MM (Figura 5-11), mostra uma frente de brisa que se desenvolve basicamente no sentido Norte-Sul. A frente de brisa é afectada pela curvatura da linha de costa, originando várias frentes de convergência. Na região próxima do estuário, o escoamento é dominado por factores locais. Os detalhes do escoamento sobre o estuário do Tejo devem ser analisados nos resultados da MF (Figura 5-12). A cidade de Lisboa encontra-se sob a acção de uma brisa de estuário que se estende até cerca de 3 km a Oeste do estuário, com uma espessura máxima de cerca de 200 m. A NW de Lisboa, as massas atmosféricas correspondentes à brisa de mar, opõem-se à penetração da brisa de estuário. Estudos experimentais e numéricos realizados na região de Chicago (Lyons et al., 1994), evidenciam a existência de uma brisa sobre o lago Michigan, com características semelhantes.

A brisa de mar persiste até às 19 h (Figura 5-13), penetrando até cerca de 25 km na região de Sines. A célula de brisa de mar, formada a NW da cidade de Lisboa atinge a área do Tejo, sobrepondo-se à brisa de estuário. Durante a noite de 4 de Agosto de 1992, a brisa marítima é gradualmente substituída por escoamentos catabáticos (Figura 5-14). Aparentemente, este escoamento dirigido para o mar é mais fraco no Sul do domínio de cálculo, não sendo suficiente para se sobrepor ao escoamento de grande escala de Oeste e criando, consequentemente, uma região relativamente estagnada, durante a noite.

Obviamente, à meia-noite a brisa de mar terminou. Os gradientes de pressão da escala sinóptica induzem ventos de norte, na parte NE do domínio de cálculo, assim como, sobre o Oceano Atlântico. Formam-se ventos catabáticos fortes nas vertentes Sul das serras de Sintra e Arrábida. As características do escoamento calculado na MM (Figura 5-15) são confirmadas na MF (Figura 5-16).

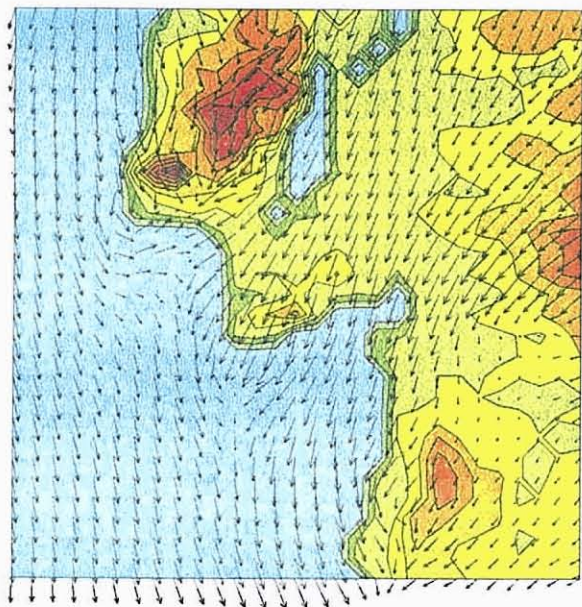


Figura 5-7 Campo de ventos sobre a região de Lisboa em 4 de Agosto de 1992 às 12 h.

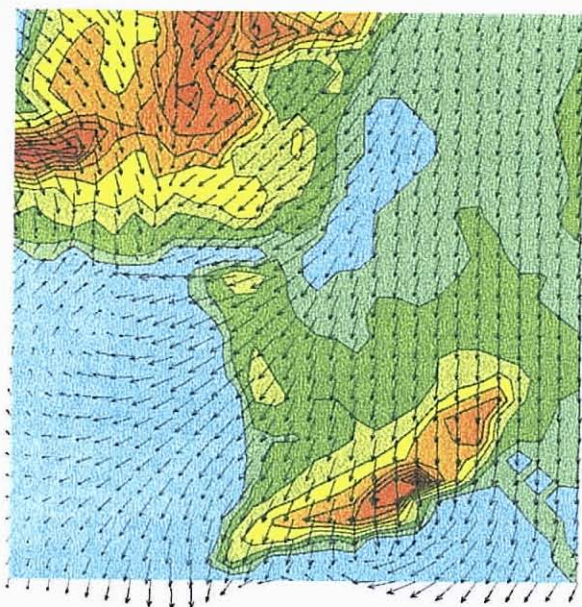


Figura 5-8 Campo de ventos sobre a área urbana de Lisboa em 4 de Agosto de 1992 às 12 h.

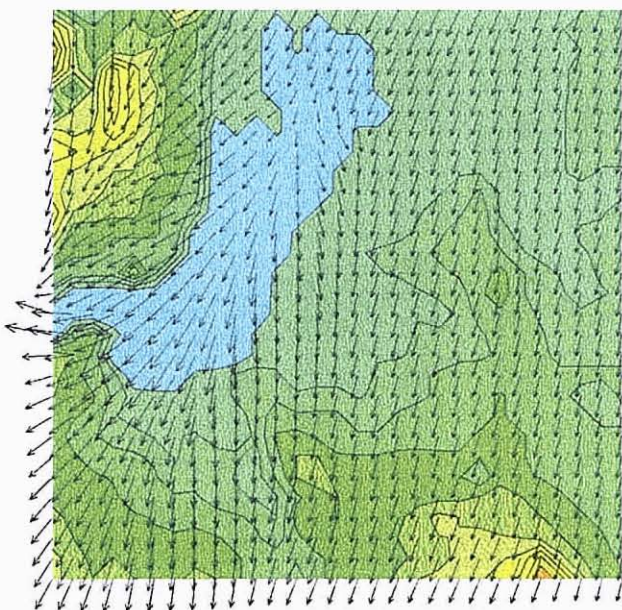


Figura 5-9 Campo de ventos sobre o estuário do Tejo em 4 de Agosto de 1992 às 12 h.

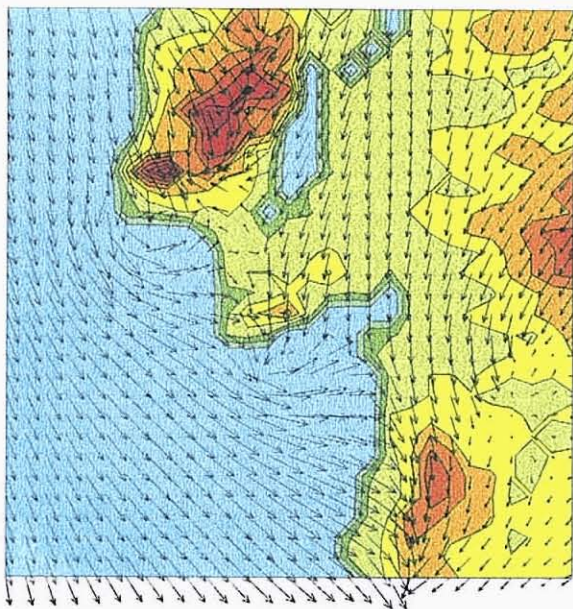


Figura 5-10 Campo de ventos sobre a região de Lisboa em 4 de Agosto de 1992 às 16 h.

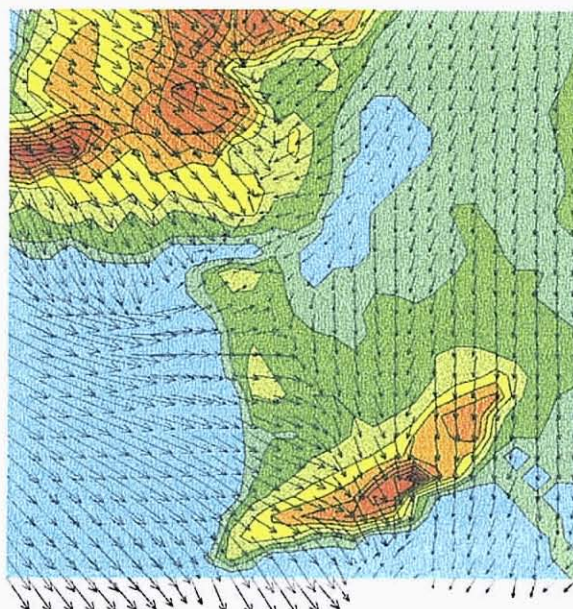


Figura 5-11 Campo de ventos sobre a área urbana de Lisboa em 4 de Agosto de 1992 às 16 h.

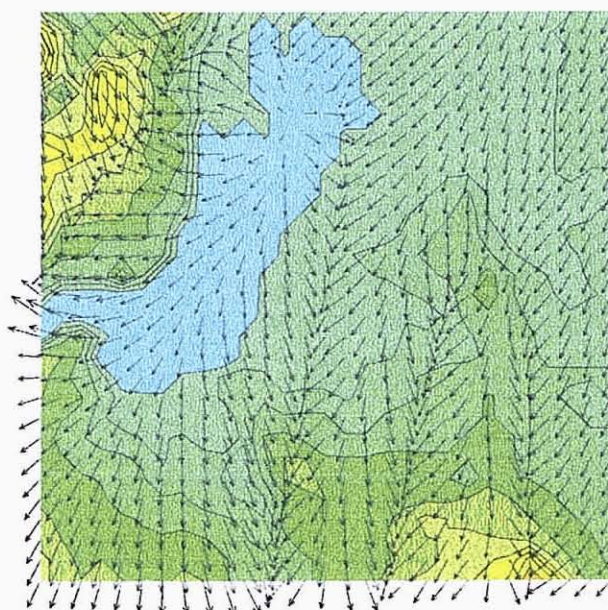


Figura 5-12 Campo de ventos sobre o estuário do Tejo em 4 de Agosto de 1992 às 16 h.

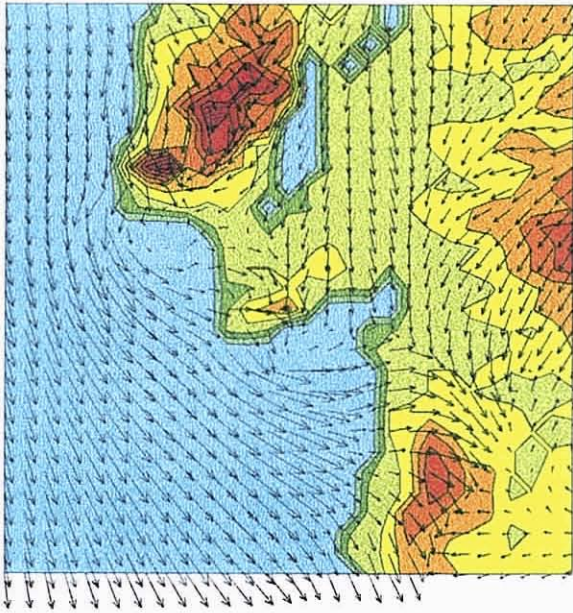


Figura 5-13 Campo de ventos sobre a região de Lisboa em 4 de Agosto de 1992 às 19 h.

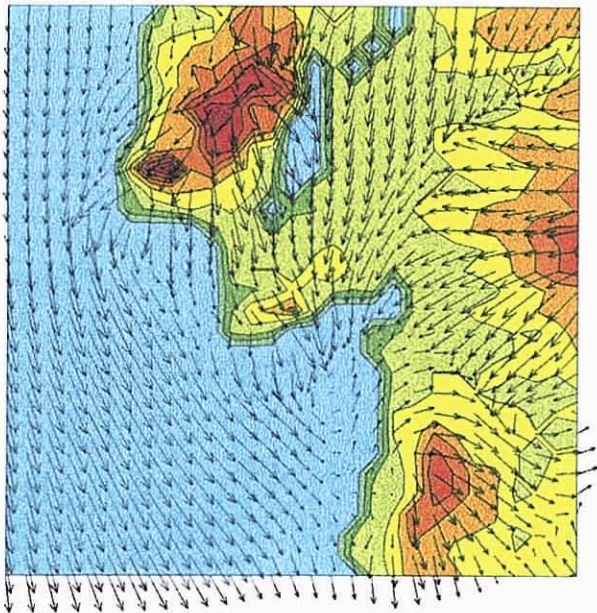


Figura 5-14 Campo de ventos sobre a região de Lisboa em 4 de Agosto de 1992 às 22 h.

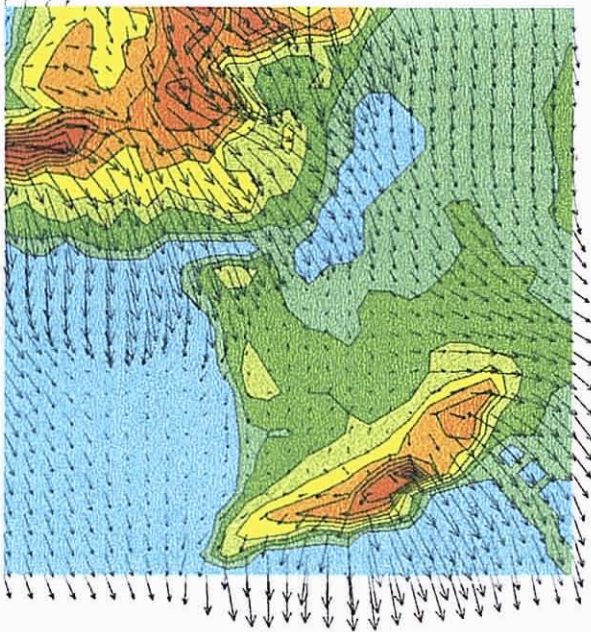


Figura 5-15 Campo de ventos sobre a área urbana de Lisboa em 4 de Agosto de 1992 às 24 h.

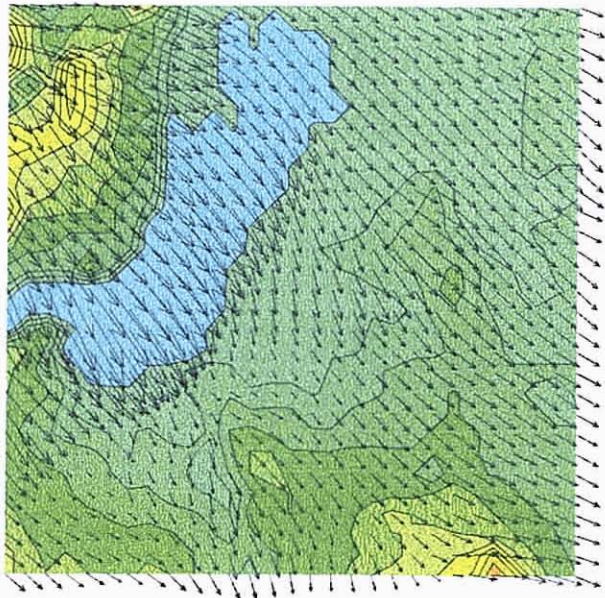


Figura 5-16 Campo de ventos sobre o estuário do Tejo em 4 de Agosto de 1992 às 24 h.

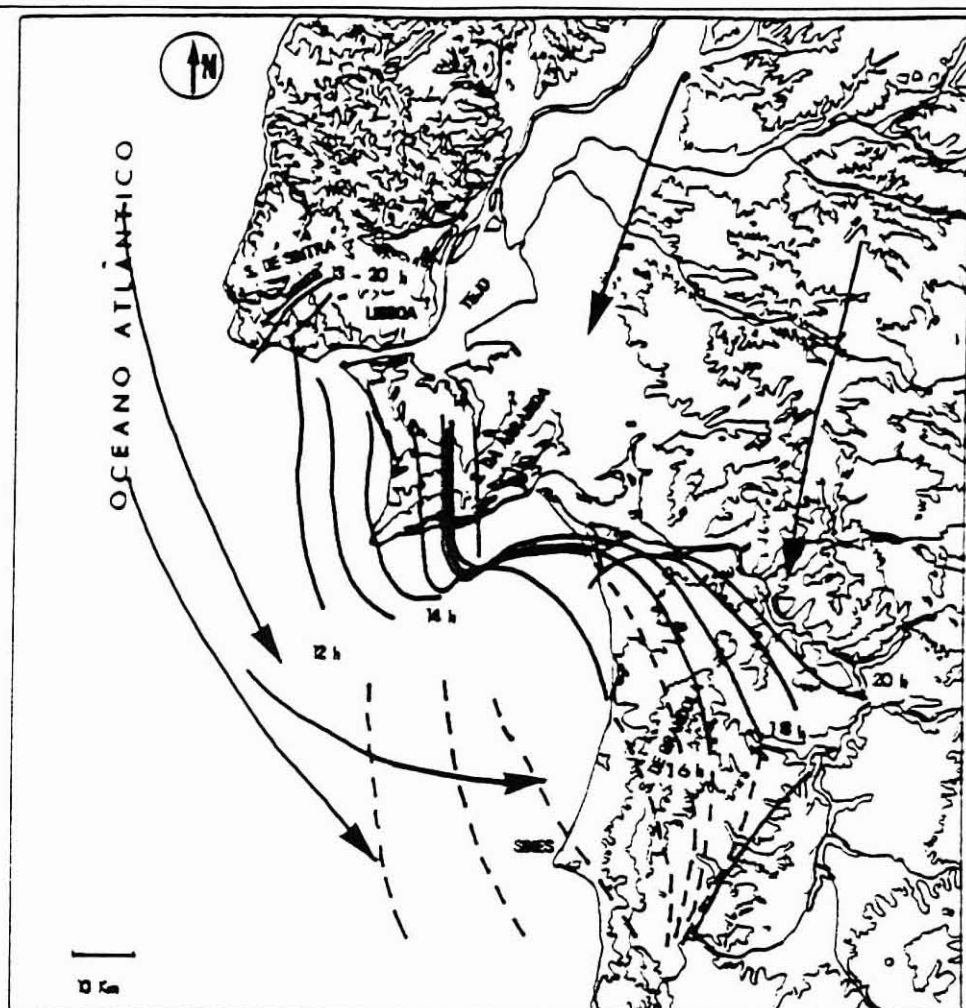


Figura 5-17 Evolução da frente de brisa na região de Lisboa durante o dia 4 de Agosto de 1992.

Durante este dia típico a evolução espacial da frente de brisa de mar segue as curvaturas da linha costeira (Figura 5-17), excepto na zona da Serra de Sintra onde permanece uma frente de convergência entre as 13 e as 19 h. A frente de brisa não penetra na costa Sul da Serra de Arrábida.

Verifica-se também a formação de um turbilhão de cerca de 10 km de raio, sobre o mar à saída da foz do Tejo entre as 16 h e as 19 h. Este turbilhão deverá formar-se devido a efeitos provocados pela curvatura da costa, nomeadamente, à interacção entre o escoamento de grande escala de nordeste e o escoamento ascensional na Serra de Sintra. Observa-se também a formação de um turbilhão de dimensão semelhante, a Sul da Serra de Arrábida, provocado pela interacção do escoamento de larga escala com a célula de brisa. Este ultimo turbilhão forma-se às 15 h e permanece até às 18 h. Este tipo de turbilhões foram igualmente observados nas proximidades de Santa Barbara, na California (Douglas e Kessler, 1991). Trata-se de um local com uma linha costeira com curvaturas semelhantes à região de Lisboa.

Através da análise do perfil vertical da atmosfera é possível distinguir na região modelizada com a MG, três brisas de mar com características diferentes. Na costa alentejana a brisa é bastante baixa não ultrapassando os 150 m acima do nível do solo. Este comportamento coincide com o esperado a partir de observações experimentais do desenvolvimento de brisas costeiras com vento geostrófico de direcção oposta (Atkinson, 1981). Ao longo da Costa da Caparica, entre as 16 h e as 20 h, a célula de brisa aparece mais bem definida, até aos 200 m e com um escoamento de retorno entre 200 e 500 m acima do nível do solo. Finalmente, na zona da Serra de Sintra, a conjugação entre a brisa marítima com direcção W-NW e o escoamento ascensional de SE, cria uma região de convergência muito forte.

Para ilustrar a estrutura vertical do escoamento atmosférico, analisaram-se os perfis verticais do campo de velocidades para vários momentos do dia 4 de Agosto de 1992. Os perfis apresentados correspondem a um corte vertical na simulação de MM (ver Figura 5-1), sobre a cidade de Lisboa, no sentido Oeste-Este. Saliente-se que as componentes horizontais e verticais do vector vento são graficadas com factores de escala diferentes. Deste modo, os ângulos dos vectores não poderão ser interpretados como a representação de um vento real.

Durante a manhã do dia 4 de Agosto de 1992 (Figura 5-18) o perfil vertical de ventos mostra uma forte influência do escoamento sinóptico, tal como é observável no campo de ventos superficial. O vento apresenta-se maioritariamente com direcção Norte. Na vizinhança das montanhas, o vento inflecte para NE, devido à acção da topografia. Às 12 h (Figura 5-19), a

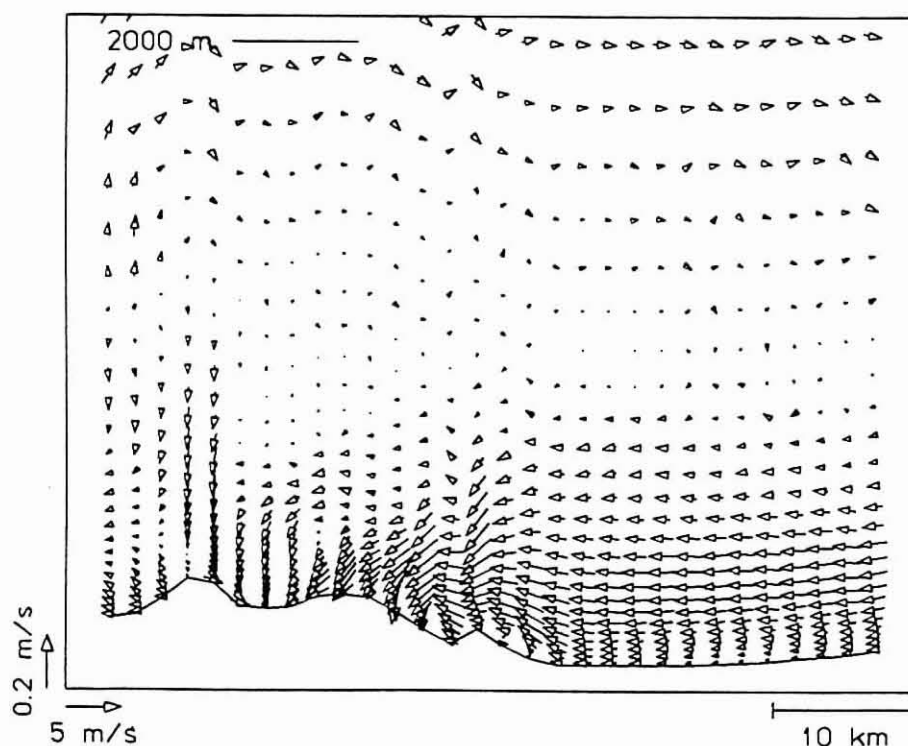


Figura 5-18 Perfil vertical Oeste-Este do campo de ventos sobre Lisboa às 8 h de 4 de Agosto de 1992.

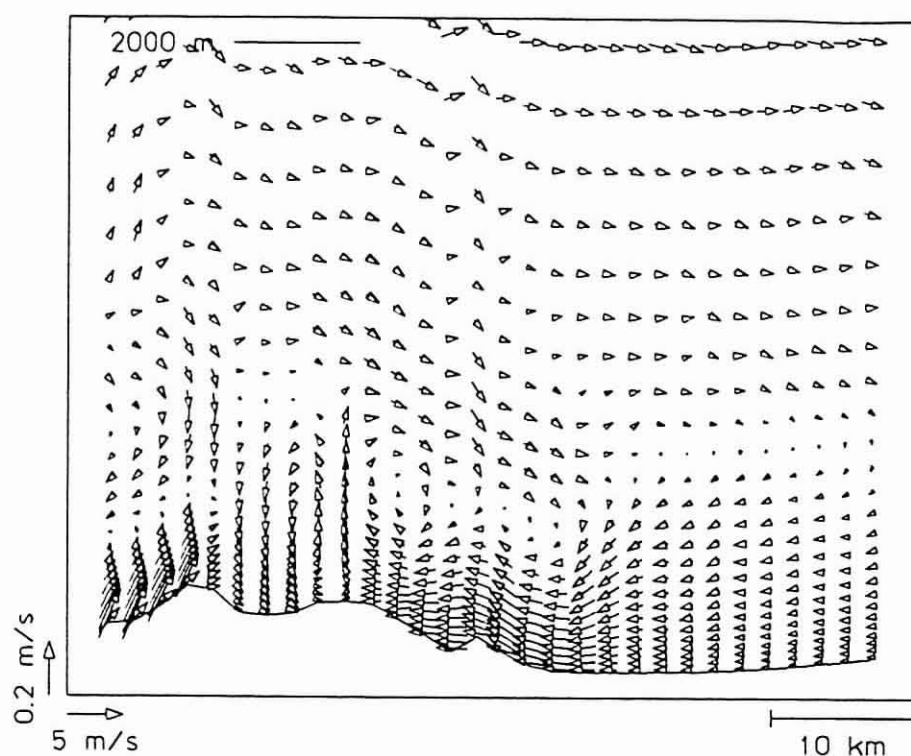


Figura 5-19 Perfil vertical Oeste-Este do campo de ventos sobre Lisboa às 12 h de 4 de Agosto de 1992.

leste de Lisboa e sobre o estuário, mantêm-se ventos de N-NE. Na zona da Serra de Sintra, pelo contrário, as massas de ar dirigem-se para leste, sob a acção da brisa de mar. Deste modo gera-se uma zona de convergência a Oeste de Lisboa, onde ocorre transporte vertical de massas de ar. Verifica-se que numa camada entre os 250 e 720 m acima do solo, a componente vertical da velocidade atinge os $0,3 \text{ m.s}^{-1}$.

Durante a tarde (Figura 5-20); a zona de convergência deslocou-se para o centro da cidade. A ascensão de massas de ar é catalizada pelo acção da brisa de mar e pelo desenvolvimento de uma brisa de estuário. As massas de ar, após serem elevadas nas zonas de convergência, baixam nos arredores da cidade, formando estruturas turbilhonares verticais.

Às 20 h (Figura 5-21), a brisa de estuário desapareceu e a zona de convergência deslocou-se para cima do estuário. Na região mais a Oeste do domínio de cálculo e induzido pelo escoamento de grande escala, estabeleceu-se um escoamento de retorno entre os 700 e 1500 m de altura. Consequentemente, as massas de ar que são transportadas pelas zonas de convergência para níveis mais elevados, são retransportadas para o mar no escoamento de retorno. No fim do período de simulação observa-se uma atenuação da elevação das massas de ar. O escoamento de retorno expandiu-se até à fronteira leste do domínio (Figura 5-22).

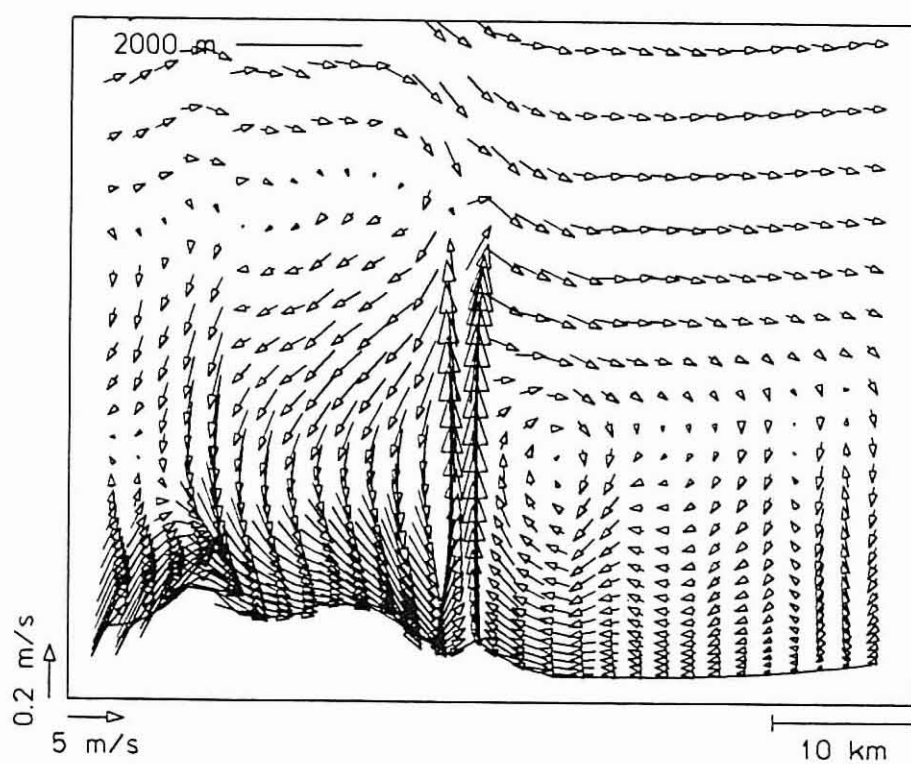


Figura 5-20 Perfil vertical Oeste-Este do campo de ventos sobre Lisboa às 16 h de 4 de Agosto de 1992.

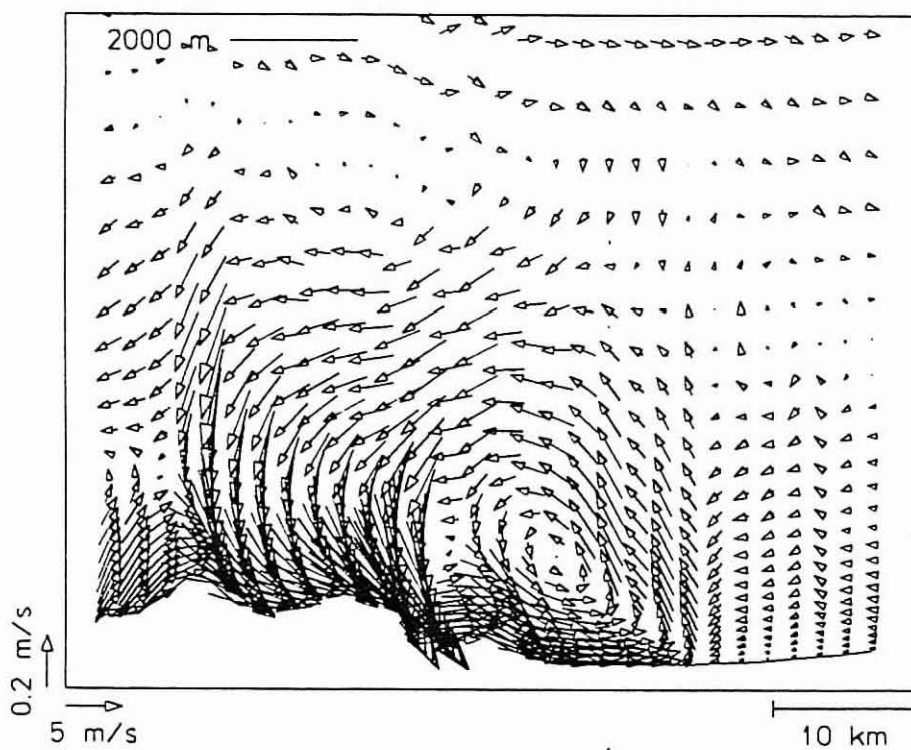


Figura 5-21 Perfil vertical Oeste-Este do campo de ventos sobre Lisboa às 20 h de 4 de Agosto de 1992.

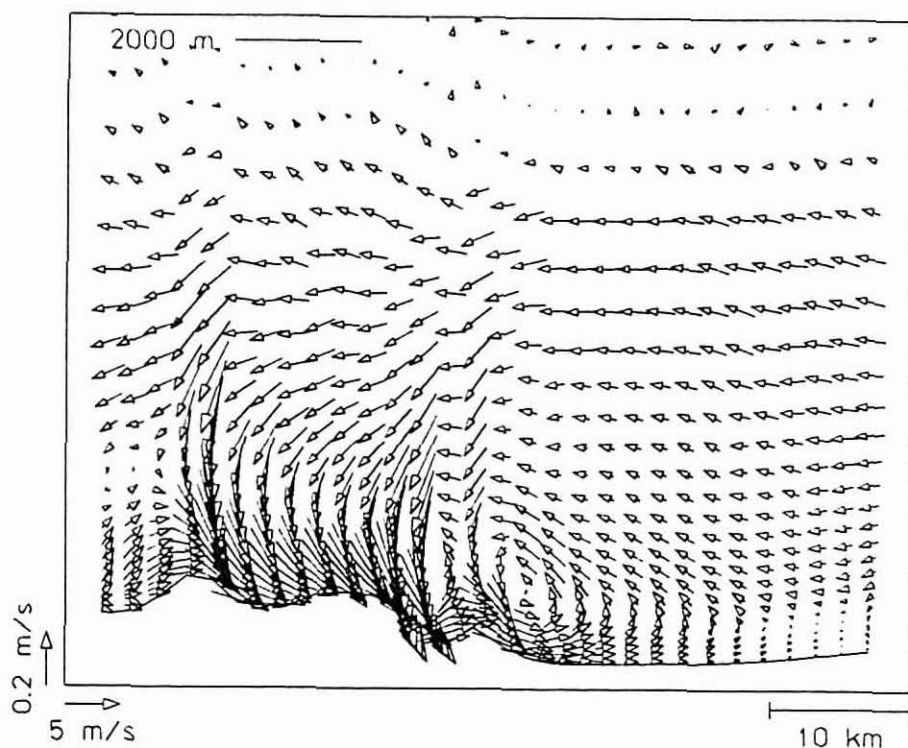


Figura 5-22 Perfil vertical Oeste-Este do campo de ventos sobre Lisboa às 24 h de 4 de Agosto de 1992.

5.2.2 Padrões de transporte de poluentes atmosféricos

Para examinar como é que as circulações atmosféricas influenciam o transporte de poluentes atmosféricos na região modelizada, calcularam-se as trajectórias de partículas emitidas em Lisboa. As partículas libertaram-se a baixa altitude (30 m), de modo a permitir que o conjunto de trajectórias, apresentadas na Figura 5-23, representem as diversas trajectórias hipotéticas dos poluentes emitidos pelo tráfego no centro urbano de Lisboa. Estas trajectórias são unicamente advectivas não incorporando qualquer dispersão turbulenta. Salienta-se também que, apesar do cálculo das trajectórias incorporar movimentos verticais, estes não se encontram representados na Figura. Por motivos de ordem técnica, este estudo foi limitado ao domínio de cálculo exterior, correspondente à malha de $5 \times 5 \text{ km}^2$. Trata-se no entanto, do domínio mais adequado para o acompanhamento das trajectórias de traçadores, pois representa a área geográfica que determina as circulações de mesoscala.

As trajectórias iniciadas em Lisboa revelam a existência de três regimes de transporte atmosférico distintos. Desde a madrugada até às 13 h os poluentes são transportados para o mar com o escoamento de NE que prevalece sobre o estuário do Tejo, sendo posteriormente arrastados pela brisa de mar, atingindo a costa a 50-70 km a Sul da origem. Nestas

circunstâncias, os poluentes emitidos em Lisboa durante a manhã seriam transportados sobre o mar, rodeando a Oeste a Serra de Arrábida, até à costa alentejana (Sines), onde chegariam entre as 18 h e as 22 h. Estas conclusões coincidem com análise estatísticas de valores de concentração de ozono medidos em Lisboa e Sines (Coutinho e Borrego, 1992). De facto, na estação de monitorização de Monte Velho, Sines, registam-se teores de ozono mais elevados com picos de concentração mais tardios do que na estação da Rua do Século, em Lisboa.

Entre as 15 h e as 17 h estabelece-se um regime de transporte diferente. Durante este período, as massas de ar poluído são transportadas lentamente para Oeste com o escoamento ascensional, atingindo a região de convergência que se forma no topo da Serra de Sintra, já descrita anteriormente. Por volta das 20 h esta massa de ar encontra-se 2000 m acima do solo, sendo arrastada para Sul pelo escoamento de larga escala.

Finalmente, os resultados obtidos apontam para que os poluentes emitidos em Lisboa após as 17 h sejam transportados directamente para Sul.

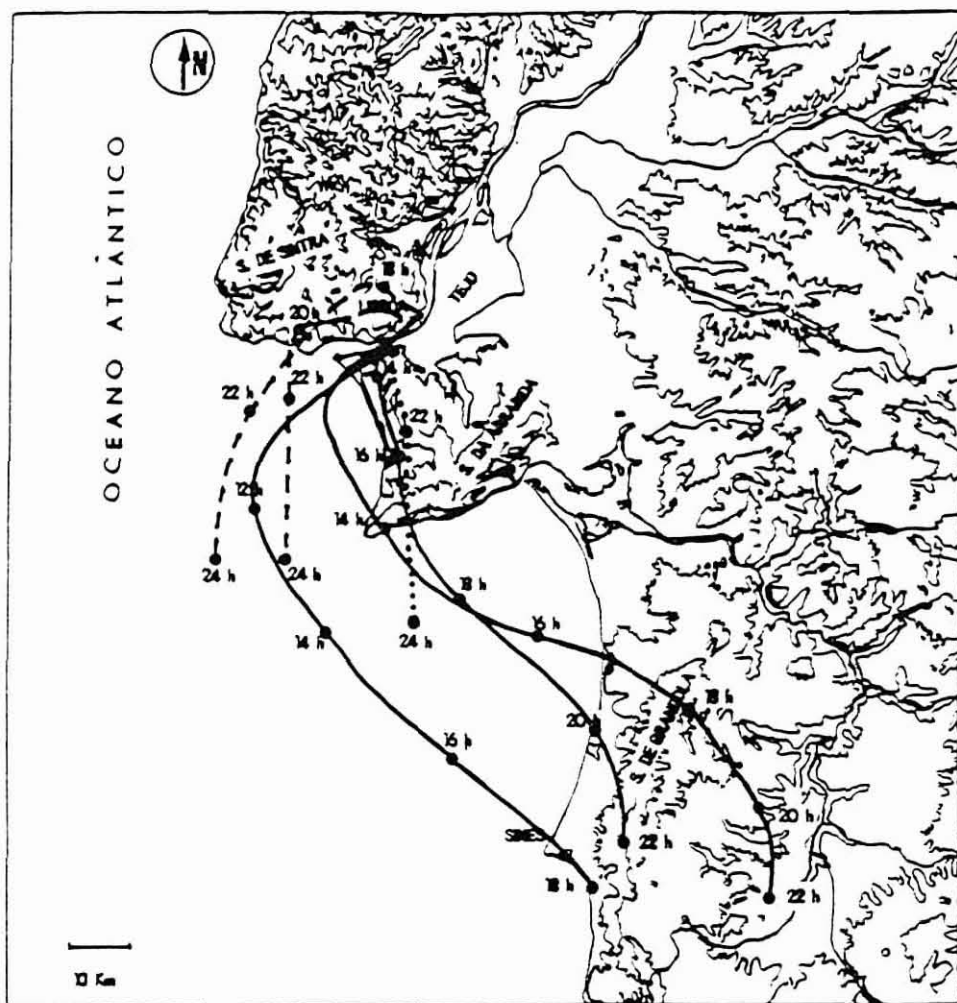


Figura 5-23 Trajectórias não-dispersivas de partículas emitidas em Lisboa em 4 de Agosto de 1992.

5.2.3 Validação dos resultados

As Figuras 5-24, 5-25 e 5-26 comparam, respectivamente, os valores calculados pelo modelo MEMO para o Carregado, Setúbal e Lisboa em 4 de Agosto de 1992, com dados de temperatura, direcção e velocidade do vento, medidos a 10 m do solo em estações de monitorização instaladas nesses locais. O ponto correspondente à estação de Lisboa encontra-se representado nos três domínios de cálculo, sendo possível comparar as características do escoamento atmosférico calculado para as várias malhas. A estação de Setúbal, apesar de abrangida pelos dois domínios exteriores, encontra-se demasiado próximo da fronteira da malha média para ser representada de modo adequado no domínio de dimensões intermédias.

A comparação efectuada para o Carregado mostra que o modelo descreve adequadamente o vento Norte, com velocidade $3\text{--}4\text{ m.s}^{-1}$, que ocorre durante a noite. Cerca das 9 h, o vento roda ligeiramente para NNE, sendo acompanhado pelos resultados calculados pelo modelo. A partir das 14 h observa-se nos dados meteorológicos, uma brisa forte ($6\text{--}8\text{ m.s}^{-1}$) de NW. A brisa transporta ar marítimo, mais fresco, provocando uma redução de temperatura. Este escoamento é representado pelo modelo com um atraso muito significativo.

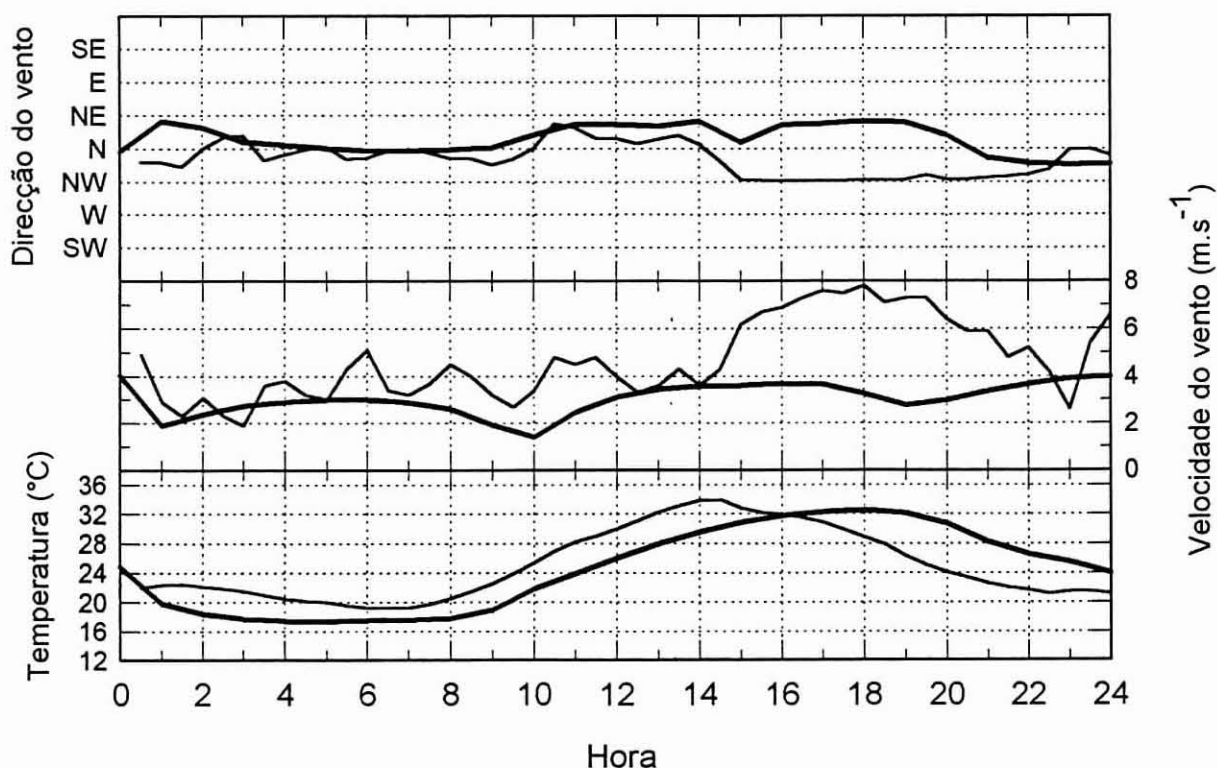


Figura 5-24 Comparação dos resultados do MEMO (linha grossa) com dados meteorológicos (linha fina) medidos no Carregado a 4 de Agosto de 1992.

Durante o dia 4 de Agosto de 1992, em Setúbal, o vento manteve-se praticamente constante de N-NE, com uma velocidade próxima de 2 m.s^{-1} . Observa-se uma pequena rotação para NNW, durante o fim da tarde, entre as 17 e as 20 h. Após o pôr-do-Sol, o vento roda de novo para norte. Os resultados do modelo MEMO descrevem, extraordinariamente bem, este comportamento, mesmo se a velocidade do vento é sobre-estimada. Saliente-se que, em condições sinópticas estivais ligeiramente diferentes, observa-se uma rotação brusca de vento associada à entrada da brisa marítima. Simulações efectuadas com o modelo MEMO mostram, nestes casos, a penetração da brisa sobre Setúbal. Existe uma boa concordância entre as temperaturas registadas e calculadas embora, os valores máximos calculados sejam sobre-estimados entre 3 a 5°C .

A direcção do escoamento atmosférico que se desenvolve em Lisboa entre as 0 e as 8 h do dia 4 de Agosto de 1992 é bem representada pelo modelo MEMO, não ocorrendo grandes diferenças entre os vários domínios de cálculo. Após as 9 h, os dados meteorológicos mostram uma ligeira rotação de N para NNE que se mantém até cerca das 14 h. As comparações dos dados meteorológicos com os resultados do modelo, apontam para que esta rotação seja

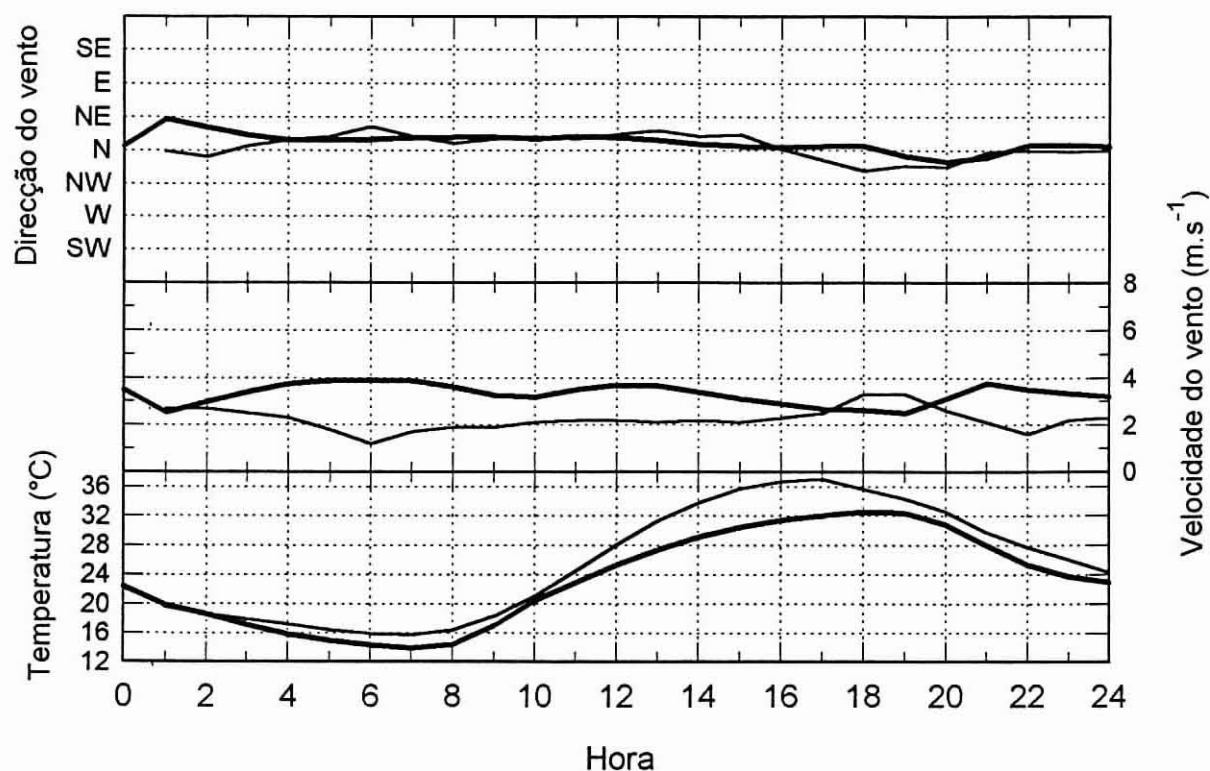


Figura 5-25 Comparação dos resultados do MEMO (linha grossa) com dados meteorológicos (linha fina) medidos em Setúbal a 4 de Agosto de 1992

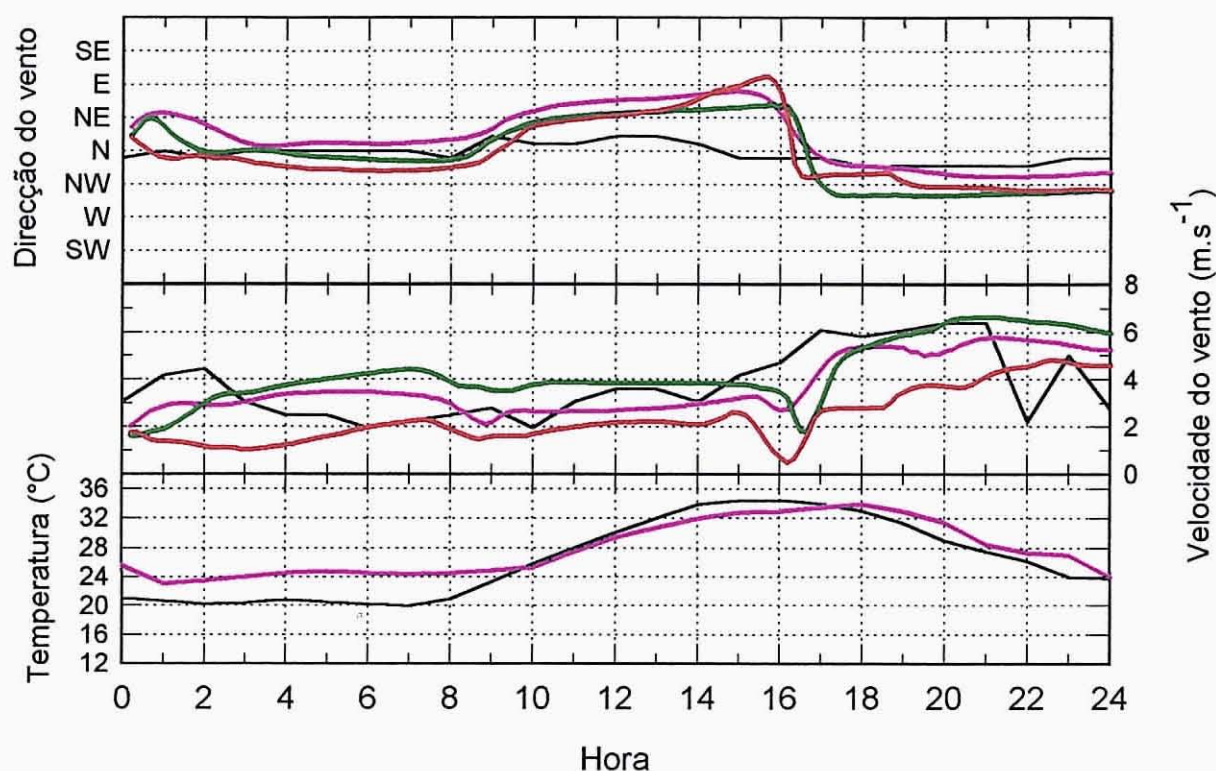


Figura 5-26 Comparação dos resultados do MEMO (MG-5x5 km², MM-2x2 km² e MF-1x1km²) com dados meteorológicos (linha fina) medidos em Lisboa a 4 de Agosto de 1992.

sobre-avaliada pelo modelo, produzindo um escoamento de NE durante a manhã e criando uma zona de convergência sobre a foz do Tejo e a Serra de Sintra que se prolonga até às 19 h. Na malha de cálculo mais fina a discrepância com os dados meteorológicos é acrescida pela formação de uma brisa de estuário que provoca a rotação do escoamento para ESE, entre as 15 e 16 h. A partir das 16 h, o escoamento determinado para todos os domínios regressa bruscamente à direcção NW-NNW, tal como retratado pelos dados meteorológicos. As temperaturas nocturnas são sobre-estimadas entre 3 a 4 °C. Ocorre no entanto uma boa concordância entre as temperaturas máximas registadas e calculadas.

A comparação dos resultados obtidos para os vários domínios de cálculo evidencia um comportamento semelhante das várias simulações, apesar de ocorrerem algumas diferenças significativas. O fenómeno de maior destaque consiste na formação de uma brisa de estuário na simulação de maior resolução espacial. No entanto, desta comparação não se destaca positiva e claramente nenhuma das simulações. O maior detalhe da simulação mais fina não representa, neste caso, uma maior aproximação aos valores medidos. Se houvesse que destacar pela positiva uma das simulações, a simulação de 2 x 2 km² pareceria ser a que acompanha mais de perto a evolução dos dados meteorológicos, desde o início da simulação até às 17 h. A partir

do fim da tarde, a simulação de malha numérica mais grosseira apresenta a melhor concordância com os registos meteorológicos.

A evolução da temperatura superficial em Lisboa é particularmente bem simulada.

5.3 Episódio de Inverno

O episódio de Inverno foi seleccionado após se efectuar uma análise detalhada das cartas sinópticas diárias de Janeiro e Fevereiro de 1990, 1991 e 1992. Após esta pesquisa seleccionou-se o episódio de 23 de Fevereiro de 1991 (Coutinho et al., 1994c) que corresponde ao tipo de circulação definido por Paricio e Nadal (1979) como de advecção anticiclónica septentrional.

A análise da carta sinóptica de 23 de Fevereiro de 1991 (INMG, 1991) mostra um anticiclone centrado sobre a Europa Central que se estende à Península Ibérica onde se observa um centro secundário de altas pressões (Figura 5-27). Nos níveis mais elevados existe uma crista localizada sobre a região que inibe o estabelecimento de circulação zonal forte. Em Lisboa o céu apresentava-se limpo, observando-se ventos fracos até cerca dos 500 mb.

Para correr o modelo de mesoscala utilizou-se a informação sobre a temperatura, direcção e velocidade de vento adquirida nas radiossondagens das 0, 12 e 24 h. O perfil vertical de temperaturas das 0 h, utilizado para inicializar o MEMO (Figura 5-28) mostra uma inversão muito baixa (100-200 m) ao nível do solo, à qual se sobrepõe, até aos 1300 m, uma camada neutra. O vento, de SW, apresentava-se relativamente fraco na baixa troposfera. Às 12 h, as

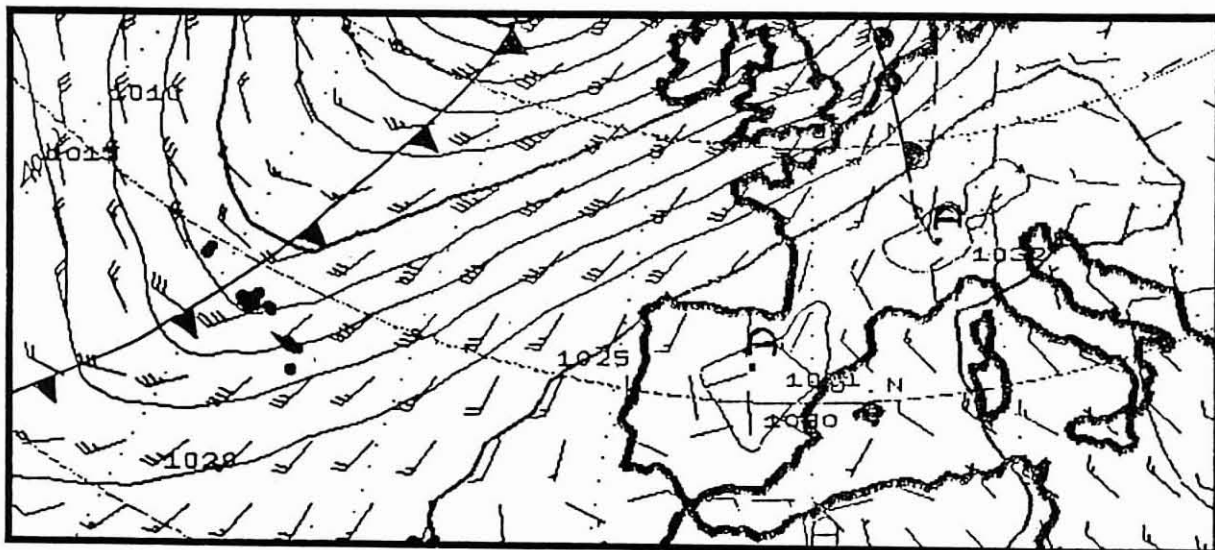


Figura 5-27 Condições sinópticas às 0 h do dia 23 de Fevereiro de 1991 (INMG, 1991).

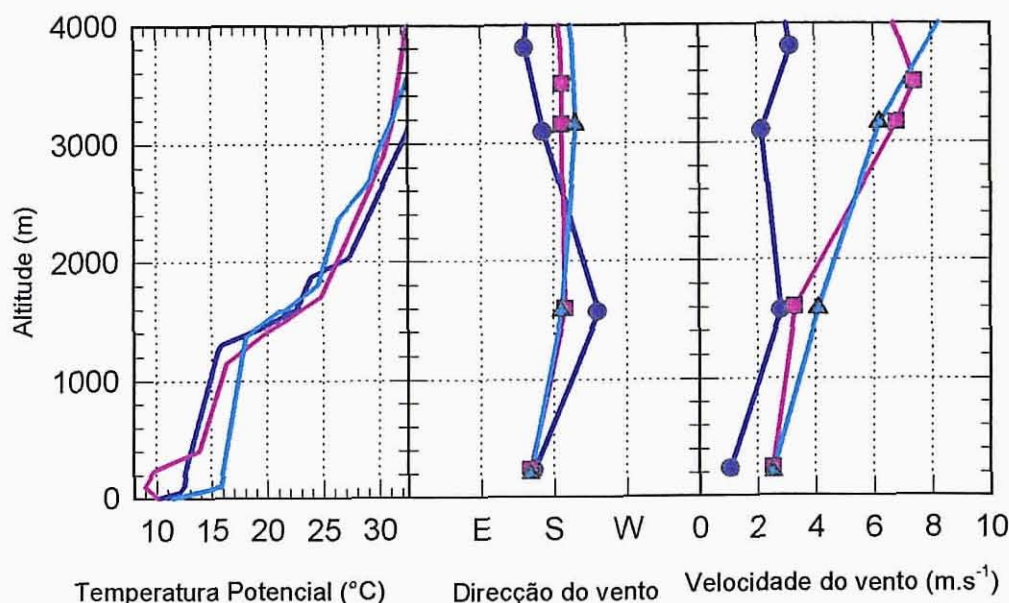


Figura 5-28 Perfil de temperatura às 0 h (a cheio), 12 h (tracejado) e 24 h (ponteado) do dia 23 de Fevereiro de 1991.

temperaturas da camada próxima do solo são mais baixas, com uma inversão bem marcada, de 3°C, entre 100 e 400 m acima do solo. O vento continuava fraco mas soprava, agora, de Sul. Às 24 h, o perfil vertical segue a mesma evolução da noite anterior, com um aquecimento verticalmente homogéneo de 3°C.

Os dados sobre o vento foram especificados no modelo a aproximadamente 230 m acima do solo, 850 mb, 700 mb e 500 mb. A temperatura do mar foi fixada em 14°C. As simulações iniciaram-se às 0 h.

5.3.1 Características do escoamento de mesoscala

Segundo os resultados obtidos com o modelo MEMO, o escoamento atmosférico na manhã de 23 de Fevereiro de 1991 (Figura 5-29) era caracterizado por uma brisa de terra muito bem desenvolvida, associada a escoamentos descensionais ao longo das cordilheiras montanhosas da Serra de Grândola e Serra de Sintra. Os poluentes emitidos na zona de Lisboa seriam canalizados para o vale do Tejo e transportados, com a brisa de terra, para o Oceano a 40-50 km de distância da costa. A esta distância, o modelo calculou uma frente de brisa de terra

nítida mas de fraca intensidade. Às 8 h a brisa de terra é bastante intensa (velocidade do vento $> 5 \text{ m.s}^{-1}$) e o gradiente de temperatura entre a terra e o mar é de cerca 5°C . Estas condições subsistem até cerca das 10 h.

Durante a manhã, após o nascer do Sol (7h30), o campo de temperaturas começa a inverter-se lentamente, devido à fraca intensidade da radiação solar. Às 13 h o campo de temperaturas apresenta um gradiente térmico capaz de induzir a formação de brisas de mar. O campo de ventos correspondente (Figura 5-30) é caracterizado pela existência de regiões estagnadas provocadas pela transição entre a brisa de terra e de mar.

A brisa marítima aparece inicialmente às 15 h em Sines e na costa mais a Norte, acelerada pelos escoamentos ascensionais que se geram nas cordilheiras da Serra de Grandola e nas Serras de Sintra-Montejunto. Duas horas mais tarde, às 17 h, a brisa de mar desenvolveu-se em todo o domínio, observando-se uma frente de brisa ao longo da linha de costa (Figura 5-31). O vento sobre a área urbana de Lisboa é muito fraco, divergindo em várias direcções. Às 19 h, a brisa de mar penetrou cerca de 40 km (Figura 5-32). Os poluentes emitidos no centro de Lisboa seriam assim, arrastados com a brisa para nordeste.

Após o pôr-do-Sol, a brisa de mar anula-se rapidamente, dando lugar a um escoamento dirigido para o mar, correspondente à sobreposição dos escoamentos descensionais que se desenvolvem ao longo das colinas viradas a poente e da brisa de terra. O campo de ventos nocturno assemelha-se assim, ao apresentado para a madrugada na Figura 5-29.

Contrariamente ao observado para o episódio de Verão, a análise da estrutura vertical da atmosfera revela um comportamento homogéneo em toda a região. A brisa de mar aparece bem desenvolvida até aos 300 m do solo, com um escoamento de retorno entre os 400 e os 900 m. A frente de brisa é marcada por forte convergência e velocidades verticais entre $0,25$ e $0,50 \text{ m.s}^{-1}$.

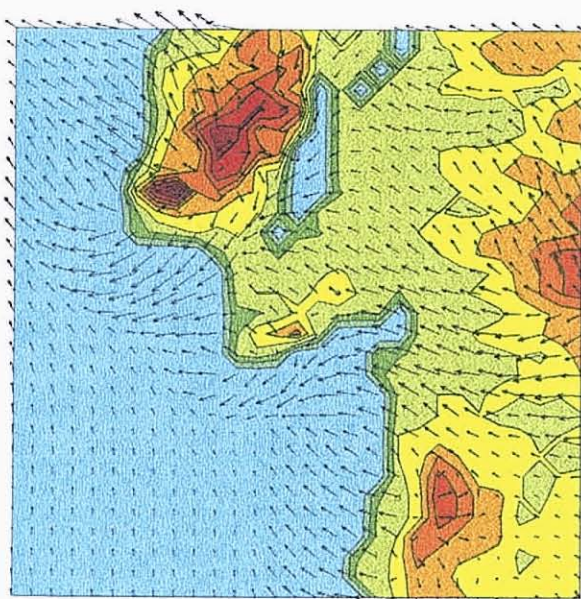


Figura 5-29 Campo de ventos sobre a região de Lisboa em 23 de Fevereiro de 1991 às 8 h.

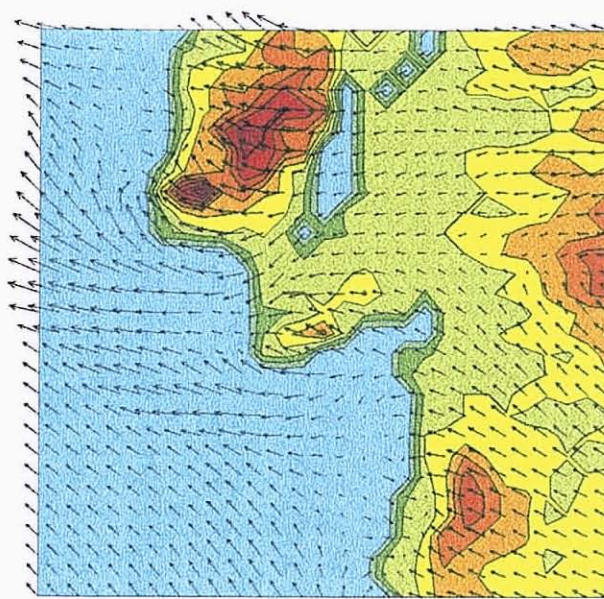


Figura 5-30 Campo de ventos sobre a região de Lisboa em 23 de Fevereiro de 1991 às 13 h.

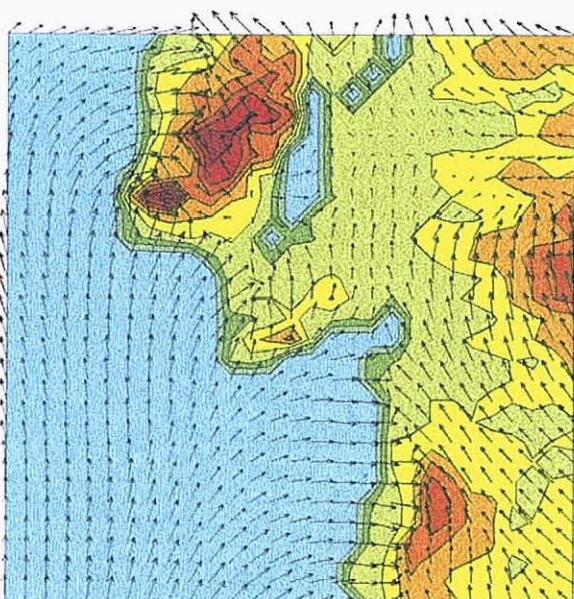


Figura 5-31 Campo de ventos sobre a região de Lisboa em 23 de Fevereiro de 1991 às 17 h.

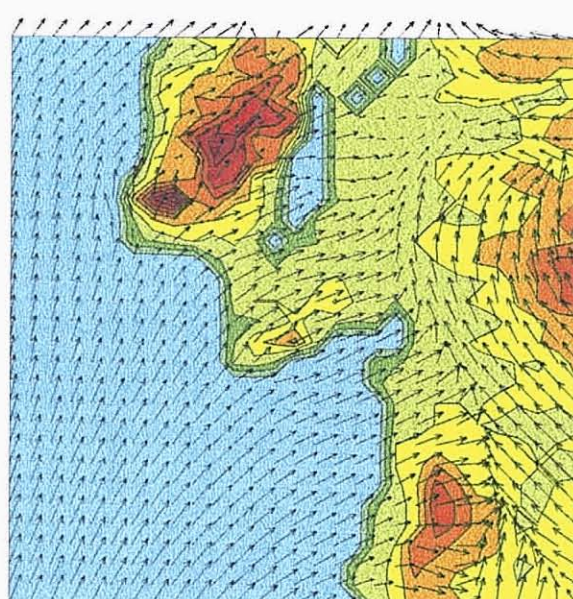


Figura 5-32 Campo de ventos sobre a região de Lisboa em 23 de Fevereiro de 1991 às 19 h.

5.3.2 Validação dos resultados

As Figuras 5-33 e 5-34 mostram a comparação de valores calculados pelo modelo MEMO para o Carregado e Setúbal em 23 de Fevereiro de 1991, com dados de temperatura, direcção e velocidade de vento, medidos a 10 m do solo em estações de monitorização instaladas nesses locais. Dadas as características dos locais onde as estações se encontram instaladas, os dados adquiridos deverão ser representativos do escoamento médio local.

Uma primeira análise generalista das comparações para ambas as estações revela o seguinte:

- a evolução da temperatura ao longo do dia é bem simulada apesar de as temperaturas máximas, durante a tarde, serem sub-estimadas pelo MEMO em cerca de 3°C;
- a velocidade do vento registada durante este episódio em ambas as estações é muito baixa (1-3 m.s⁻¹). Não há concordância entre os valores medidos e os valores calculados;
- as variações de vento bruscas que ocorrem quando existem variações da natureza do escoamento atmosférico, e em particular, com o início da brisa de mar, parecem bem calculadas, com um atraso de 1-2 horas. Após o pôr-do-Sol, o escoamento simulado mantém a direcção da brisa durante algumas horas enquanto que nas medições ocorrem variações importantes da direcção do vento.

Uma análise mais detalhada dos dados adquiridos no Carregado expõe três regimes de vento diferentes. Das 0 às 11 h, o vento é de Norte, provavelmente originado numa extensão do escoamento dirigido para o mar que se gera sobre o estuário do Tejo. Entre as 12 e as 15 h o vento roda para leste, ascensional, respondendo ao aquecimento da Serra de Montejunto. Este comportamento é bem retratado pelo modelo MEMO, com uma lenta rotação para E-SE, até ao despoletar da brisa marítima. O início desta circulação aparece claramente marcada, nos dados meteorológicos, com uma variação rápida do vento para SW, correspondendo à penetração da brisa ao longo do estuário do Tejo. Os resultados do modelo atrasam a chegada da brisa ao Carregado em cerca de 2 horas.

Este atraso poderá ser explicado pelo pequeno gradiente térmico diário que ocorre nos valores simulados (7 °C contra 14 °C nos dados meteorológicos) e pelo facto de a temperatura máxima diária calculada no Carregado, 16 °C, ser muito próxima da temperatura do mar. Os dados medidos apontam para temperaturas acima dos 19 °C, o que provoca obviamente um fortalecimento da brisa de mar.

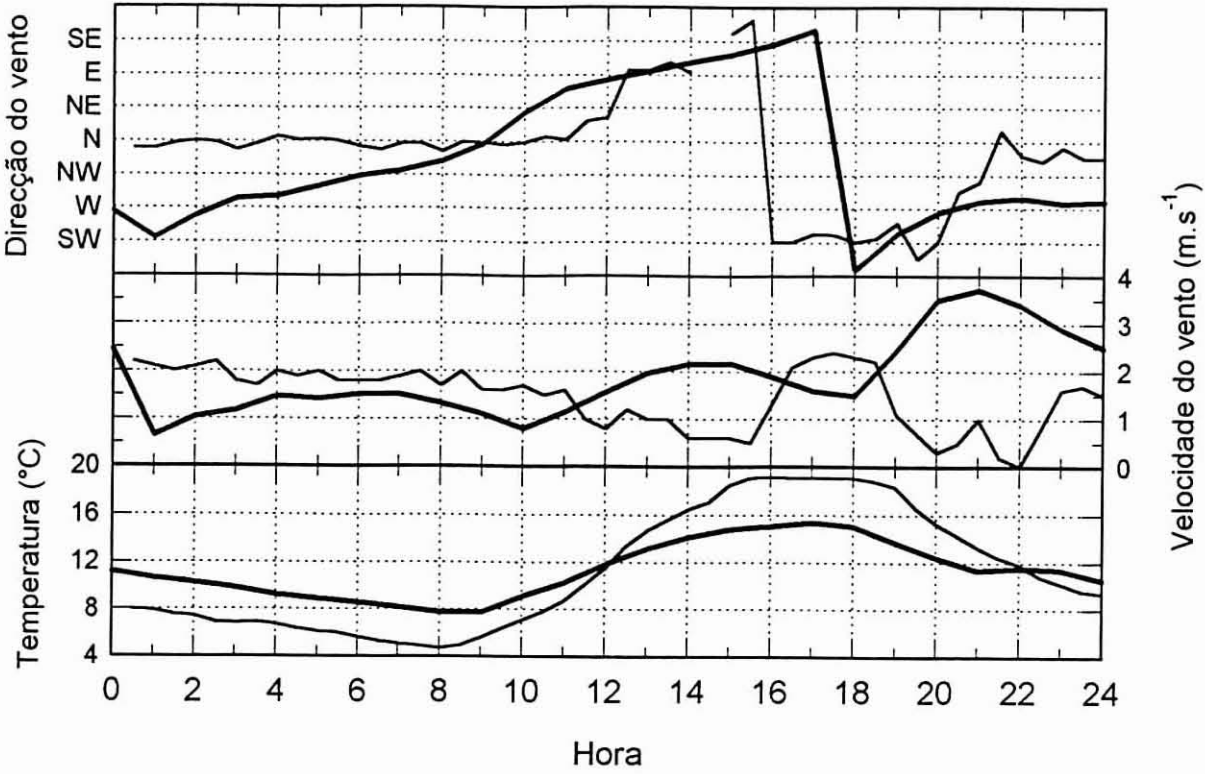


Figura 5-33 Comparação de resultados do MEMO (linha grossa) e dados meteorológicos (linha fina) medidos no Carregado a 23 de Fevereiro de 1991.

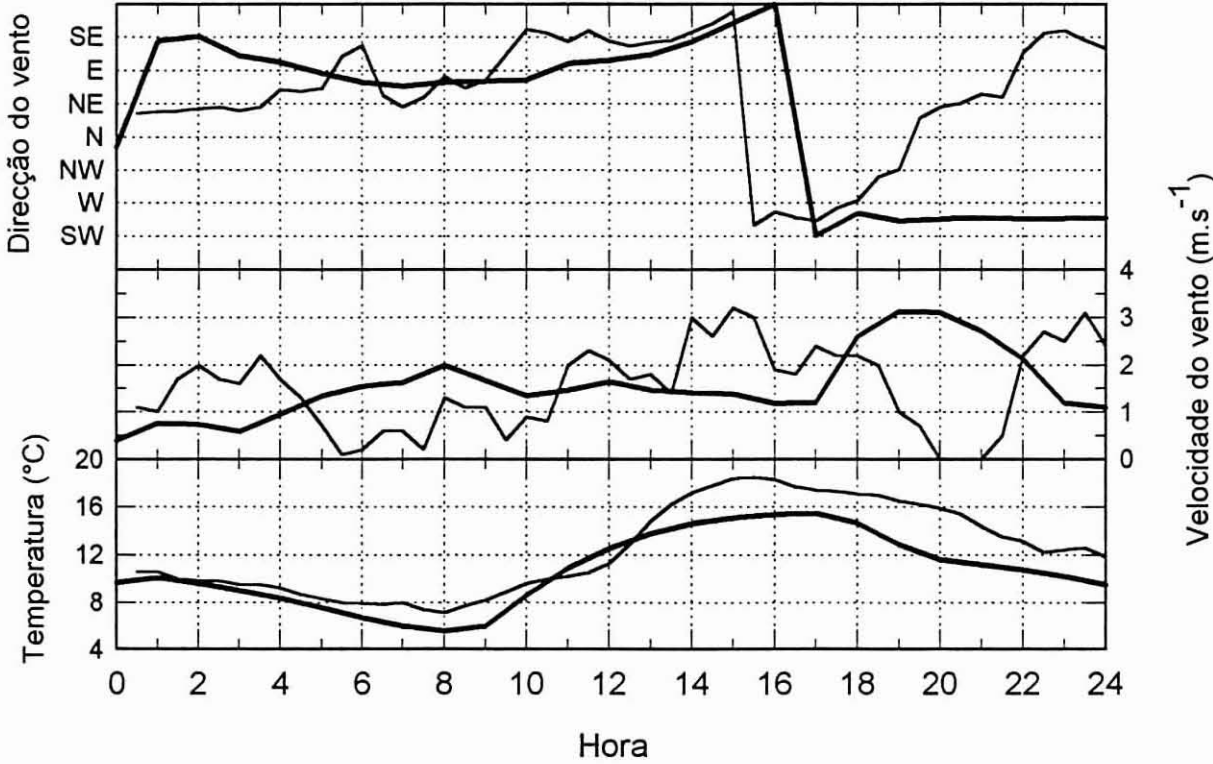


Figura 5-34 Comparação de resultados do MEMO (linha grossa) e dados meteorológicos (linha fina) medidos em Setúbal a 23 de Fevereiro de 1991.

Ao realizar a mesma comparação para a estação de Setúbal descobre-se uma melhor concordância entre os valores calculados e os medidos. Durante a noite, as medições superficiais revelam uma brisa de terra de NE-E que prevalece até às 9 h. O modelo MEMO representa de modo adequado este escoamento nocturno. Depois, o vento roda para SE, correspondente à direcção do escoamento de escala sinóptica. Esta característica do sistema de circulação atmosférica é bem visível nos resultados do modelo (Figura 5-14). A passagem da frente de brisa em Setúbal é marcada por uma rotação brusca do vento de 90°, para SW. Mais uma vez, o modelo atrasa em 1 hora a penetração da frente de brisa.

A evolução ao longo do dia da temperatura calculada pelo modelo assemelha-se à evolução das temperaturas registadas na estação meteorológica, com um gradiente diário semelhante. No entanto, as temperaturas observadas são 2 a 3 °C superiores às temperaturas calculadas.

5.4 Síntese Conclusiva

Neste capítulo apresentam-se campos meteorológicos de mesoscala calculados para a região de Lisboa com o modelo MEMO. Utilizaram-se dois cenários meteorológicos típicos, um de Verão e outro de Inverno, que promovem a formação de fenómenos de mesoscala. A comparação dos resultados da simulação com dados meteorológicos reais medidos em Lisboa, no Carregado e em Setúbal, revela o bom desempenho do modelo.

Uma análise dos resultados das simulações apoiada no conhecimento das características topográficas e fisiográficas da região de Lisboa, sugere que o campo de ventos que aí ocorre é influenciado por fenómenos de várias escalas espaço-temporais. A um primeiro nível existe uma influência sinóptica provocado pelo um gradiente de pressões de grande escala. Quando há uma rápida variação das condições sinópticas, a mesoscala não tem a capacidade de se salientar. No entanto, num grande número de situações meteorológicas a escala temporal dos fenómenos sinópticos é relativamente grande comparado com a mesoscala. Nestes casos, a influência da escala sinóptica sobre o escoamento atmosférico é praticamente constante durante o período de simulação, normalmente equivalente a um dia, existindo condições adequadas à formação de fenómenos de mesoscala. Na região de Lisboa, as circulações de brisa de mar e brisa de terra constituem o fenómeno de mesoscala de maior importância, tendo um papel determinante nos padrões de transporte de poluentes atmosféricos. Os resultados das simulações apontam para a existência, pelo menos durante o Verão, de uma circulação provocada pelo efeitos térmicos associados à massa de água do estuário do Tejo, de escala espacial mais reduzida e equivalente a uma brisa de lago.

As circulações de mesoscala são normalmente associadas a condições meteorológicas estivais, com forte insolação e temperaturas elevadas. No entanto, os resultados apresentados para Lisboa revelam a importância que os fenómenos de mesoscala poderão ter durante o Inverno, em períodos de céu limpo, durante vários dias consecutivos. Nestas condições formam-se brisas de terra de grande intensidade, que permanecem activas, durante uma parte significativa da manhã. Estas conclusões coincidem com as de estudos semelhantes realizados noutras áreas da Península Ibérica, nomeadamente, na região metropolitana de Barcelona (Coutinho et al., 1994a).

Os dados meteorológicos adquiridos por rotina na região de Lisboa são relativamente escassos não permitindo avaliar a complexidade do escoamento atmosférico.

CONCLUSÕES

Ao longo deste trabalho desenvolve-se o estudo das circulações atmosféricas que ocorrem na costa portuguesa, em condições meteorológicas favoráveis à formação de fenómenos de mesoscala, e a análise da influência destas circulações no transporte e na dispersão dos poluentes atmosféricos. Este estudo desenvolveu-se em duas regiões de Portugal Continental, utilizando várias escalas espaciais e abordou duas perspectivas distintas: um estudo experimental, concretizado numa campanha meteorológica, e estudos de simulação numérica efectuados com o modelo meteorológico de mesoscala MEMO. Paralelamente, introduziu-se no modelo MEMO um esquema de fecho não-local de simulação numérica da turbulência atmosférica.

A necessidade de incorporar as circulações atmosféricas de mesoscala no estudo da poluição do ar é salientada em inúmeros estudos realizados a nível internacional durante os últimos 20 anos. A caracterização detalhada das condições meteorológicas torna-se particularmente importante quando se pretendem desenvolver estratégias de controle da poluição fotoquímica. As características topográficas e orográficas de Portugal Continental, assim como uma concentração intensa de população, de indústrias e de vias de comunicação junto à costa, levam a que as circulações atmosféricas de mesoscala, nomeadamente as brisas costeiras, adquiram um papel predominante no transporte e na dispersão dos poluentes atmosféricos.

Até ao presente, os estudos meso-meteorológicos realizados em Portugal, tendo outros objectivos que não a caracterização dos padrões dominantes de transporte de poluentes atmosféricos, têm-se limitado a prever qualitativamente a estrutura geral do escoamento

atmosférico na zona costeira ou a realizar campanhas de prospecção meteorológica de âmbito local. A análise conjunta dos fenómenos de transporte, recirculação e reacção química dos poluentes atmosféricos e a posterior previsão dos impactes ambientais dos níveis de concentração obtidos, exige a caracterização das circulações atmosféricas a uma escala regional.

A abordagem apresentada neste trabalho constitui um contributo fundamental para atingir essa caracterização, ao incluir uma campanha meteorológica que utiliza várias estações de monitorização disseminadas por uma região. Por outro lado, a versatilidade inerente à aplicação de modelos numéricos, permite a fácil e relativamente rápida execução de experiências numéricas diversificadas, representando uma forte aceleração na aquisição de conhecimentos sobre um fenómeno desta complexidade.

O interesse de efectuar uma abordagem conjunta de dados meteorológicos obtidos através de uma campanha experimental e de dados resultantes de simulações numéricas, é bem retratado no estudo das circulações atmosféricas que se geram na região de Aveiro. A caracterização apresentada para a região de Aveiro poderá provavelmente servir de referência para a descrição da mesoscala meteorológica numa ampla área do Norte de Portugal, abrangendo o Minho, o Douro Litoral e uma parte significativa da Beira Litoral. Nesta região, a progressão da frente de brisa far-se-á paralelamente à linha de costa até à primeira linha de montanhas costeiras, onde poderá ocorrer a canalização ao longo dos vales dos rios mais importantes (Minho, Lima, Douro, Vouga, Mondego). As simulações efectuadas sugerem que a existência da Ria de Aveiro produz uma distorção localizada na penetração da brisa marítima.

A região de Lisboa possui condições topográficas e fisiográficas bastante mais complexas que deverão reflectir-se nas circulações atmosféricas de mesoscala. Segundo os estudos realizados, a linha de montanhas constituída pela cordilheira Serra de Sintra - Serra de Montejunto, representa um obstáculo à progressão normal da brisa de mar num dia típico de Verão, permitindo a formação de escoamentos particulares sobre o estuário do Tejo que permanecem durante um período de tempo significativo. A Serra de Arrábida e o estuário do Sado constituem, outro sistema com efeitos na estrutura do escoamento atmosférico. Neste cenário, a Sul de Lisboa, a frente de brisa forma-se sobre o Atlântico. O avanço da frente de brisa, conjugado com as curvaturas da linha de costa provoca a formação de zonas de convergência de massas de ar, que se poderão revelar como zonas privilegiadas para a produção de poluentes secundários.

A especificidade das condições meteorológicas existentes na região de Lisboa é evidenciável se se efectuar a comparação de dados de sondagens verticais de vento em Lisboa e Aveiro. No

Quadro 6-1 Direcção de vento à superfície, 850, 700 e 500 mbar, em Lisboa (Lx) e Aveiro (Av) cerca das 12 h dos dias 1 a 6 de Setembro de 1992.

	1.Set.92		2.Set.92		3.Set.92		4.Set.92		5.Set.92		6.Set.92	
Altitude	Av	Lx	Av	Lx	Av	Lx	Av	Lx	Av	Lx	Av	Lx
superfície	340	50	333	30	327	15	338	20	345	25	330	5
850 mbar	127	45	313	10	323	55	7	20	78	95	289	25
700 mbar	278	255	288	315	278	10	340	10	252	200	266	240
500 mbar	257	260	284	280	304	330	323	5	266	240	255	225

Quadro 6-1 apresentam-se os dados de direcção de vento medidos à superfície, aos 850, 700 e 500 mbar, durante os dias da campanha experimental) realizada em Aveiro entre 1 e 6 de Setembro de 1992. As sondagens apresentadas foram realizadas quase em simultâneo, entre as 12 e as 15 h.

A comparação das sondagens mostra claramente a existência de uma camada desde a superfície até cerca dos 850 mbar que apresenta diferenças entre os dois locais. Pelo contrário, entre os 700 e 500 mbar, observa-se uma grande homogeneidade entre as direcções de vento em quase todos os dias. As direcções de vento encontradas no nível mais superficial, do quadrante NW em Aveiro e NE em Lisboa, são consistentes com os resultados das simulações numéricas. Estes resultados confirmam a existência na região de Lisboa, de uma perturbação do modelo conceptual de escoamento atmosférico desenhado para a Península Ibérica por Millan et al. (1992).

Uma das facetas inovadoras incluída no presente trabalho é constituída pela introdução da teoria transiliente da turbulência no modelo MEMO. Trata-se de um esquema de fecho não-local que pretende ultrapassar algumas das incoerências subjacentes aos esquemas de fecho locais, ao considerar a acção simultânea das várias escalas de turbilhões existentes num escoamento atmosférico. Os resultados das simulações estão de acordo com o esperado de outras aplicações da teoria transiliente da turbulência referenciadas na literatura. As comparações efectuadas com os resultados do modelo MEMO obtidos com a parametrização tradicionalmente utilizada, mostram que apesar da estrutura vertical do escoamento ser afectada com a introdução de uma mistura turbulenta mais intensa, os campos de vento superficiais mantêm-se praticamente inalterados.

Durante a elaboração desta tese identificaram-se diversas pistas de investigação, algumas das quais foram incorporadas gradualmente no corpo principal deste trabalho. Contudo, algumas das ideias e dos projectos surgidos ultrapassavam os objectivos e planos iniciais propostos, não havendo espaço para a sua prossecução. Estas ideias merecem uma descrição mais detalhada, neste enquadramento, de modo a poderem servir de base a potenciais desenvolvimentos futuros.

A incorporação das conclusões deste trabalho no estado actual de conhecimentos sugere que a região de Lisboa apresenta esquemas de circulação atmosférica diferentes dos detectados nas campanhas experimentais realizadas até ao presente em Portugal. Esta percepção baseia-se num conhecimento qualitativo da região e da meteorologia local, e é sustentada em resultados de modelos numéricos. Neste contexto, deverá encarar-se como prioritária a realização de uma campanha meteorológica na região de Grande Lisboa.

Tendo em vista o desenvolvimento futuro de estratégias de controle da poluição atmosférica na região de Lisboa, a campanha meteorológica deveria incluir igualmente uma avaliação da qualidade do ar, nomeadamente dos teores de ozono e óxidos de azoto. Tal como a campanha realizada em Aveiro em 1992, deveriam utilizar-se sistemas de monitorização especialmente montados para a ocasião, recorrendo em simultâneo, às redes de observação meteorológica e ambientais, já existentes. A análise conjunta dos dados experimentais, e de resultados de modelos meteorológicos e de modelos de dispersão de poluentes atmosféricos permitiriam caracterizar as condições atmosféricas na região de Lisboa.

Para atingir este objectivo haverá que desenvolver a aplicação de um modelo de dispersão, completamente tri-dimensional que incorpore toda a informação meteorológica determinada pelos modelos numéricos de mesoscala e que permita simular, simultaneamente, a complexidade inerente ao processo de produção fotoquímica.

Outro campo de actuação potenciado pelo trabalho apresentado neste documento, mas de carácter mais fundamental, consiste no refinamento das parametrizações utilizadas para o cálculo da mistura transiliente. Existe evidência que a parametrização ideal deveria originar uma matriz transiliente assimétrica que representasse mais adequadamente as condições encontradas experimentalmente. Actualmente encontram-se já desenvolvidos os algoritmos de cálculo necessários à resolução destas novas matrizes, havendo no entanto, que encontrar uma parametrização física apropriada.

Caso se adoptasse um modelo de dispersão para associar ao estudo da mesoscala meteorológica, seria interessante integrar nesse modelo, o mesmo esquema de parametrização

da turbulência. A simplicidade conceptual da teoria transiliente da turbulência, e os conhecimentos já adquiridos, facilitariam a execução desta tarefa. Nesta perspectiva seria impossível implementar um esquema único de simulação da turbulência num conjunto integrado de ferramentas numéricas com objectivo comum.

No desenvolvimento de qualquer programa futuro haverá que considerar a existência de uma comunidade científica estruturada à volta do modelo MEMO e seus modelos satélites (modelo diagnóstico CONDOR, modelo euleriano TRAPPA, modelo fotoquímico MARS, etc). Actualmente perspectivam-se diversos desenvolvimentos deste sistema de modelos entre os quais se destacam a simulação simultânea e inter-ligada das condições meteorológicas e de qualidade do ar, assim como a inclusão de um esquema de condensação que permita a formação de nuvens e precipitação húmida. Estas novas opções de simulação resultantes do esforço de outros grupos de investigação poderiam ser aplicadas aos domínios de modelação utilizados neste estudo, permitindo a análise de condições meteorológicas mais complexas.

Qualquer uma das áreas de investigação propostas e a sua integração no trabalho já realizado constituirá um contributo para o desenvolvimento de políticas de controle de qualidade do ar mais adequadas. Tornar-se-á assim possível mitigar os riscos inerentes às decisões de carácter económico que estão subjacentes a estas políticas e garantir a manutenção da qualidade do ambiente aos níveis pretendidos.

Assim, o mar continuará azul e a terra continuará verde.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alapaty K. e Pleim J., 1995: "Evaluation of PBL schemes using the first ISLSCP field experiment (FIFE) data", Preprints 11th Symposium on Boundary Layers and Turbulence, 53-56, American Meteorological Society.
 - Anthes R., Hsie E. e Kuo Y., 1987: "Description of the Penn State / NCAR mesoscale model version 4 (MM4)", NCAR Tech. Note NCAR / TN-282, 66 p., Boulder.
 - Arritt R., 1993: "Effects of the large-scale flow on characteristics features of the sea breeze", J. Applied Meteor., 32, 116-125.
 - Arya S., 1988: "Introduction to Micrometeorology", Academic Press.
 - Atkinson B., 1981: "Meso-scale Atmospheric Circulations", Academic Press.
 - Avissar R., Moran M., Wu G., Meroney R. e Pielke R., 1990: "Operating ranges of mesoscale numerical models and meteorological wind tunnel for the simulation of sea and land breezes", Bound. Layer Meteor., 50, 1-4.
 - Baldasano J.M., Costa M., Cremades L., Flassak T. e Wortmann-Vierthaler, 1993: "Air quality in the Barcelona Geographical Area for a typical summer day. Comparison with the situation during the Olympic Games '92", Relatório PB193, ITEM-UPC, Terrassa (Barcelona).
 - Barros N., 1994: "Modelação da Poluição Fotoquímica na Região de Lisboa", Tese de Mestrado em Engenharia Térmica, Faculdade de Engenharia, Universidade do Porto.
 - Beljaars A.C., J.L. Walmsley e P.A. Taylor, 1987: "A mixed spectral finite-difference model for neutrally stratified boundary-layer flow over roughness changes and topography", Bound. Layer Meteor., 38, 273-303.
 - Berkowicz R. e L.Prahn, 1979: "Generalization of K-theory for turbulent diffusion. Part I: Spectral turbulent diffusivity concept", J. Appl. Meteor., 18, 266-272.
 - Blackadar A.L., 1979: "Modelling pollutant transport during daytime convection", Preprints. 4th Symposium on Turbulence, Diffusion and Air Pollution, Reno, Amer. Meteor. Soc., 443-447.
 - Blumenthal D., White W. e Smith T., 1978: "Anatomy of a Los Angeles smog episode: pollutant transport in the day-time sea breeze regime", Atm. Env. 12, 893-907.
-

-
- Borrego C., Coutinho M. e Barros N., 1994: Atmospheric pollution in the Lisbon airshed, in Urban Air Pollution, Eds. H.Power, N.Moussiopoulos and C.Brebbia, Computational Mechanics Publications.
 - Bougeault P. e Lacarrère P., 1989: "Parameterization of orography-induced turbulence in a mesobeta-scale model", *Mon. Wea. Rev.* 117, 1872-1890 (1989)
 - Briatore L., Elisei G. e Longhetto A., 1980: "Local air circulations over a complex coastal site: a comparison among field surveys, hydraulic- and mathematical-model data", *Il Nuovo Cimento*, 3C, 365-381.
 - Calbó J., 1993: "Contribució al Desenvolupament d'un Model Numèric de Prognòstic Meteorològic de Mesoscala", Tese Doctoral, Universitat Politècnica de Barcelona.
 - Carneiro A., Neves G. e Vasconcelos I., 1990: "CORINE-AR: Inventário das emissões de poluentes atmosféricos - uma metodologia", Direcção-Geral da Qualidade do Ambiente.
 - Carpenter K., 1982: "Note on the paper "Radiational condition for the lateral boundaries of limited-area numerical models" by Miller M.J. and Thorpe A.J. (Q.J. 107, 615-628)", *Quart. J. R. Met. Soc.* 108, 717-719.
 - Carvalho R. e Prior V., 1994: "Sea breeze in summer, along the west coast of Portugal", in Air Pollution Modelling and its Applications X, Eds.S. Gryning e M. Millan, 637-638, Plenum Press.
 - Caughey, S.J., 1982: "Observed characteristics of the atmospheric boundary layer", in Atmospheric Turbulence and Air Pollution Modelling, Eds. F. Niewstadt e H. van Dop, 107-158, Reidel.
 - Chrobok G., Raasch S. e Etling D., 1992: "A comparison of local and non-local turbulence closure methods for the case of a cold air outbreak, *Bound.-Layer Meteor.* 58, 69-90.
 - Clark, T.L., 1977: "A small-scale dynamic model using a terrain-following coordinate transformation", *J. Comput.Phys.* 24, 186-214.
 - Coutinho M., 1991: "Aplicação de um Modelo Inter-Regional de Qualidade do Ar a Portugal", Tese de Mestrado em Engenharia Técnica, Faculdade de Engenharia, Universidade do Porto.
 - Coutinho M. e Borrego C., 1992: "Características dos episódios de produção fotoquímica em Portugal", 3ª Conferência Nacional da Qualidade do Ambiente, Lisboa.
 - Coutinho M. e Miranda A.I., 1993: "Aplicação de modelos meteorológicos de mesoscala para estudo da qualidade do ar em Portugal", 2º Congresso Nacional de Engenheiros de Ambiente, Maia.
 - Coutinho M. e Borrego C., 1995: "Application of transilient turbulence theory to a mesoscale meteorological model", *Proc. 11th Symposium on Boundary Layers and Turbulence*, p. 51-52, American Meteorological Society.
 - Coutinho M., Baldasano J.M. e Calbó J., 1994a: "Simulation of typical meso-meteorological circulations occurring during winter in the Barcelona region", in Air Pollution II Volume 1: Computer Simulation, Eds. J. Baldasano, C: Brebbia, H.Power e P. Zannetti, 23-30, Computational Mechanics Publications.
 - Coutinho M., Rocha A. e Borrego C., 1994b: "Numerical simulation of meso-meteorological circulations in the Lisbon region", in Air Pollution Modelling and its Applications X, Eds.S. Gryning e M. Millan, 53-62, Plenum Press.
 - Coutinho M., Rocha A. e Borrego C., 1994c: "Simulation of typical meso-meteorological circulations in Lisbon", The EUMAC Zooming Model - Model Structure and Applications, Ed. N. Moussiopoulos, p. 105-116, EUROTRAC, Garmisch-Partenkirchen.
 - Coutinho M., Kunz R., Borrego C. and Moussiopoulos N., 1994d: "Nested wind flow simulation over the Lisbon region", in Air Pollution II Volume 1: Computer Simulation, Eds. J. Baldasano, C: Brebbia, H.Power e P. Zannetti, 357-366, Computational Mechanics Publications.
 - Cram J. e S. Albers, 1994: "The use of meso-beta scale analyzed cloud cover to initialize a numerical model", *Proc. 6th Conf. on Mesoscale Processes*, p. 130-133, American Meteorological Society, Portland.
 - Cunha F., 1957: "O Clima do Algarve", Instituto Superior de Agronomia, Lisboa.
-

-
- Cuxart J., Bougeault P., Lacarrère P., Noilhan J. e Soler M., 1994: "Comparison between transilient turbulence theory and the exchange coefficient model approaches", *Bound. Layer-Meteor.* 67, 251-276.
 - Dalu G. e Pielke R., 1989: "An analytical study of the sea breeze", *J. Atmos. Sci.*, 46, 1815-1825.
 - Deardorff J.W. e L.Mahrt, 1982: "On the dichotomy in the theoretical treatments of the atmospheric boundary layer", *J. Atmos. Sci.*, 39, 2096-2098.
 - Douglas S.G. e Kessler R., 1991: "Analysis of mesoscale airflow patterns in the south-central coast air basin during the SCCAMP 1985 intensive measurement periods", *J. Appl. Meteor.*, 30, 607-631.
 - Ebert E., Schumann U. e Stull R., 1989: "Nonlocal turbulent mixing in the convective boundary layer evaluated from large-eddy simulation", *J. Atmos. Sci.*, vol.46, 14, 2178-2207.
 - Estoque M., 1961: "A theoretical investigation of the sea-breeze", *Q. Jl. R. met. Soc.* 87, 136-146.
 - Estoque, M., 1968: "Vertical mixing due to penetrative convection", *J. Atmos. Sci.*, 39, 2096-2098.
 - Ferreira D.B., 1984: "Le Système Climatique de l'Upwelling Ouest Ibérique", Linha de Acção de Geografia Física - Relatório nº 19, Centro de Estudos Geográficos, INIC, Lisboa
 - Ferreira, H., 1954: "Condições Meteorológicas na Costa Portuguesa", Serviço Meteorológico Nacional, RT139-MEM31, Lisboa.
 - Fiedler, B., 1984: "An integral closure model for the vertical turbulent flux of a scalar in a mixed layer", *J. Atmos. Sci.*, 41, 674-680.
 - Fiedler, B.H. e Moeng C.H. 1985: "A practical integral closure model for mean vertical transport of a scalar in a convective boundary layer", *J. Atmos. Sci.*, 42, 339-363.
 - Flassak T., 1990: "Ein nicht-hydrostatisches mesoskaliges modell zur beschreibung der dynamik der planetaren grenzschicht", *Fortsch. Ber.-VDI, Reihe 15, Nr. 74*, VDI-Verlag.
 - Flassak T. e Moussiopoulos N., 1987: "An application of an efficient non-hydrostatic mesoscale model", *Boundary Layer Meteorology*, 41, pp.135.
 - Fosberg M. e Schroeder M., 1966: "Marine air penetration in Central California", *J. Appl. Meteorol.*, 5, 573-589.
 - Frizzola J. e Fischer E., 1963: "A series of sea-breeze observations in the New York City area", *J. Appl. Met.* 2, 722-739.
 - Gusten H., Heinrich H., Cvitas T., Klasinc L., Ruscic B., Lalas D. e Petrakis M., 1988: "Photochemical formation and transport of Ozone in Athens, Greece", *Atm. Env.* 22, 9, 1855-1861.
 - Harten, A., 1986: On large time-step high resolution scheme. *Math. Comp.* 46, 379-399.
 - Haurwitz B. 1947: "Comments on the sea-breeze circulation", *J. Met.* 4, 1-8.
 - Hsu S., 1988: "Coastal Meteorology", Academic Press.
 - INMG, 1991: "Boletim Meteorológico Diário - 23 de Fevereiro de 1991", nº 16648, Lisboa
 - INMG, 1992: "Boletim Meteorológico Diário - 4 de Agosto de 1992", nº 17176, Lisboa
 - Kaimal J., Wyngaard J., Hagen D., Coté O., Izumi Y., Caughey S. e Readings C., 1976: "Turbulence structure in the convective boundary layer", *J. Atmos. Sci.*, 33, 2152-2169.
 - Keller, L.V. e A.A. Friedman, 1924: "Differentialgleichung für die turbulente bewegung einer kompressible flussogkeit. Proc. 1st Intern. Congr. Appl. Mech., Delft, 395-405.
 - Kitada, T., 1987: "Turbulence transport of a sea breeze front and its implication in air pollution transport - application of k-e turbulence model", *Bound. Layer Meteor.*, 41, 217-239.
 - Kitada T., Carmichael G. e Peters L., 1984: "Numerical simulation of the transport of chemically reactive species und land- and sea-breeze circulations", *J. Climate Appl. Meteorol.*, 23, 1153-1172.
-

-
- Klemp J.B. e D.R. Durran., 1983: "An upper boundary condition permitting internal gravity wave radiation in numerical mesoscale models", *Mon. Weather Rev.* 111, 430-444.
 - Kraichnan R.H., 1959: "The structure of isotropic turbulence at very high Reynolds numbers", *J. Fluid Mech.*, 5, 497-543.
 - Kraus H., Hacker J. e Hartmann J., 1990: "An observational aircraft-based study of sea-breeze frontogenesis", *Bound. Layer Meteo.* 53, 223-265.
 - Kunz R., 1994: "A high resolution wind flow simulation in the Graz Basin", The EUMAC Zooming Model - Model Structure and Applications, Ed. N. Moussiopoulos, p. 143-152, EUROTRAC, Garmisch-Partenkirchen.
 - Kurita H., Ueda H. e Mitsumoto S., 1990: "Combination of local wind systems under light gradient wind conditions and its contribution to the long-range transport of air pollutants", *J. Applied Climatol.*, 29, 331-349.
 - Laird N., Kristovich D., Ochs III H. e Raubert R., 1994: "Mesoscale interactions within the boundary layer behind the Cape Canaveral sea-breeze front", *Proc. 6th Conference on Mesoscale Processes*, American Meteorological Society.
 - Lalas D., Asimakopoulos D., Deligeorgii D. e Helmis C., 1988: "Sea-breeze circulation and photochemical pollution in Athens, Greece", *Atm. Env.* 17, 9, 1621-1632
 - Leslie D.C., 1973: "Developments in the Theory of Turbulence", Oxford Science Publications
 - Lyons W., 1975: "Turbulent diffusion and pollutant transport in shoreline environments", in "Lectures on Air Pollution and Environmental Impact Analyses", p.136-208, American Meteorological Society.
 - Lyons W. e Olsson L., 1973: "Detailed mesometeorological studies of air pollution dispersion in the Chicago lake breeze", *Mon. Wea. Rev.*, 101, 5, 387-403.
 - Lyons W. e Cole H., 1976: "Photochemical oxidant transport mesoscale lake breeze and synoptic scale aspects", *J. Appl. Meteorol.* 15, 733-743.
 - Lyons W., Tremback C., Pielke R. e Baker I., 1994: "Observations and modelling of shallow lake breeze circulations on the Lake Michigan", *Proc. 6th Conf. on Mesoscale Processes*, p. 308-311, American Meteorological Society.
 - Mahrer Y. e Pielke R., 1977: "The effects of topography on sea and land breezes in a two-dimensional numerical model", *Mon. Wea. Rev.*, 105, 1151-1162.
 - Martin C. e Pielke R., 1983: "The adequacy of the hydrostatic assumption in sea breeze modeling over flat terrain", *J. Atmos. Sci.* 40, 1472-1481.
 - Martin M., Plaza J., Andrés M., Bezares J. e Millán M., 1991: "Comparative study of seasonal air pollutant behaviour in a mediterranean coastal site: Castellón (Spain)", *Atm. Env.*, 25A, 1523-1535.
 - McNider R. e Pielke R., 1984: "Numerical simulation of slope and mountain flows", *J. Climate Appl. Meteorol.*, 23, 1441-1453.
 - McPherson R., 1970: "A numerical study of the effect of a costal irregularity on the sea breeze", *J. Appl. Meteorol.*, 9 767-777.
 - Megariti V., 1994: "Numerical simulations in the Basel area (MISTRAL Project)", The EUMAC Zooming Model - Model Structure and Applications, Ed. N. Moussiopoulos, p. 153-168, EUROTRAC, Garmisch-Partenkirchen.
 - Meroney R., Cermak J. e Yang B., 1975: "Modeling of atmospheric transport and fumigation at shoreline sites", *Boundary-Layer Meteorol.*, 9, 69-90.
 - Millan M.M., Artinano B., Alonso L., Castro M., Fernandez-Patier R. e Goberna J., 1992: "Mesometeorological Cycles of Air Pollution in the Iberian Peninsula", Air Pollution Research Report 44, Comissão das Comunidades Europeias, Bruxelas.
-

- Moeng C.H. e Wyngaard J.C. 1984: "Statistics of conservative scalars in the convective boundary layer", J. Atmos. Sci., 41, 3161-3167.
- Moussiopoulos N., 1987: "An efficient scheme to calculate radiative transfer in mesoscale models", Environmental Software, 2, 172-191.
- Moussiopoulos N., 1989: "Mathematische Modellierung Mesoskaliger Ausbreitung in der Atmosphäre", Fortschr.-Ber. VDI Reihe 15 Nr.64, VDI-Verlag.
- Moussiopoulos N., Flassak T. e Knittel G., 1988: "A refined diagnostic wind model", Environmental Software, 3, 85-94.
- Moussiopoulos N., Flassak T., Sahm P. e Berlowitz D., 1993: "Simulations of the wind field in Athens with the nonhydrostatic mesoscale model MEMO", Environ. Software, 8:29.
- Moussiopoulos N., Sahm P. e Proyou A., 1994: "Numerical simulation of wind flow and ozone formation in Thessaloniki", The EUMAC Zooming Model - Model Structure and Applications, Ed. N. Moussiopoulos, p. 129-142, EUROTRAC, Garmisch-Partenkirchen
- Mozer J. e H. Zehnder, 1994: "Lee vorticity production by large scale tropical mountain ranges", Proc. 6th Conf. on Mesoscale Processes, p. 57- 59, American Meteorological Society.
- Nadal J.M., 1980: "El Clima de Baleares", Tese de Doutorado, Universidade de Barcelona.
- Neumann J. e Marher Y., 1971: "A theoretical study of the land and sea breeze circulation", J. Atmos. Sci., 28, 532-542.
- Noonan J. e Smith R., 1986: "Sea-breeze circulations over Cape York Peninsula and the generation of Carpentaria cloud line disturbances", J. Atmos. Sci., 43, 1679-1693.
- Nunes M., Barros N. e Borrego C., 1994: "Desenvolvimento de uma base de dados de emissão de poluentes atmosféricos para modelos fotoquímicos", Projecto de licenciatura, Departamento de Ambiente e Ordenamento, Universidade de Aveiro.
- Ogawa Y., Griffiths R. e Hoydysh W., 1975: "A wind-tunnel study os sea breeze effects", Boundary-Layer Meteorol. 8, 141-161.
- Ogawa Y., Ohara T., Wakamatsu S., Diosey P. e Uno I., 1986: "Observation of lake breeze penetration and subsequent devolpment of the thermal internal boundary layer for the Nanticoke II shoreline diffusion experiment", Bound.-Layer Meteor., 35, 207-230.
- Orlanski, J., 1976: "A simple boundary condition for unbounded hyperbolic flows", J,Comput. Phys. 21 , 251-269.
- Panofski H. e Dutton J., 1984: Atmospheric Turbulence - Models and Methods for Engineering Applications, Wiley-Interscience.
- Paricio P. e Nadal J., 1979: "Catalogo de tipos sinopticos para un estudio climatico del Este de la Peninsula Iberica y Baleares", Aportaciones en homenatge al geògraf Salvador Llobet, Department de Geografia, Universitat de Barcelona.
- Pielke R., 1974: "A three-dimensional numerical model of the sea breezes over South Florida", Mon. Wea. Rev., 102, 115-139.
- Pielke R., 1984: "Mesoscale Meteorological Modeling", Academic Press.
- Pleim J. e Chang J., 1992: "A non-local closure model for vertical mixing in the convective boundary layer", Atmos.Environ., 26A, 965-981.
- Prahm L., R.Berkowicz R. e O.Christensen, 1979: "Generalization of K-theory for turbulent diffusion. Part II: Spectral diffusivity model for plume dispersion", J. Appl. Meteor., 18, 273-282.
- Prandtl L., 1925: "Bericht uber untersuchunger zur ausgebildeten turbulenz", Z. Angew. Math. Mech., 5(2), 136-139.

-
- Raasch S., 1990: "Numerical simulation for the development of the convective boundary layer during a cold air outbreak", *Bound.-Layer Meteor.* 52, 349-375.
 - Raymond W. e Stull R., 1990: "Application of transilient turbulence theory to mesoscale numerical weather forecasting", *Mon. Wea. Rev.*, 118, 2471-2499.
 - Reis J., Coutinho M. e Borrego C., 1992: "Discretização espacial de emissões de poluentes atmosféricos", Projecto de licenciatura, Departamento de Ambiente e Ordenamento, Universidade de Aveiro.
 - Roberts, P.H., 1961: "Analytical theory of turbulent diffusion", *J. Fluid Mech.*, 11, 257-283.
 - Rotunno R., 1983: "On the linear theory of land and sea breezes", *J. Atmos. Sci.*, 40, 1999-2009.
 - Schlichting H., 1968: "Boundary Layer Theory", McGraw Hill Series in Mechanical Engineering.
 - Schneider C. e Kessler C., 1994: "Simulation of the mountain winds in the Kinzig valley with the mesoscale model MEMO", The EUMAC Zooming Model - Model Structure and Applications, Ed. N. Moussiopoulos, p. 191-206, EUROTRAC, Garmisch-Partenkirchen.
 - Schumann U., Hauf T., Holler H., Schmidt H. e Volkert H., 1987: "A mesoscale model for the simulation of turbulence, clouds and flow over mountains: formulation and validation examples", *Beitrage zur Physik der Atmosphere*, Nov.
 - Segal M., Mahrer Y., e Pielke R., 1982: "Application of a numerical mesoscale model for the evaluation of persistent regional climatological patterns", *J. Appl. Meteorol.*, 21, 1754-1762.
 - Segal M., Purdon J., Song J., Pielke R. e Mahrer Y., 1986: "Evaluation of cloud shading effects on the generation and modification of mesoscale circulations", *Mon. Wea. Rev.*, 114, 1201-1212.
 - Segal M., Avissar R., McCumber M. e Pielke R., 1988a: "Evaluation of vegetation effects on the generation and modification of mesoscale circulations", *J. Atmos. Sci.*, 45, 2268-2292.
 - Segal M., Pielke R., Arritt A., Moran R., Yu C. e Henderson D., 1988b: "Application of a mesoscale dispersion modeling system to the estimation of the SO₂ concentrations from major elevated point sources in Southern Florida", *Atmos. Env.*, 22, 1319-1334.
 - Shen J., Arritt R. e Tackle E., 1995: "Modeling investigation of the influences of vegetation and climate on sea/lake breeze and boundary layer turbulence structure", *Proc. 11th Symposium on Boundary Layers and Turbulence*, American Meteorological Society.
 - Smolarkiewicz, P.K., 1984: "A fully multidimensional positive definite advection transport algorithm with small implicit diffusion" *J. Comput. Phys.* 54, 325-362.
 - Solomon P, 1995: "Regional photochemical measurement and modeling studies: a summary of the Air & Waste Management Association International Specialty Conference", *J. Air & Waste Manag. Assoc.* 45, 253-286.
 - Spiegel, E.A., 1963: "A generalization of the mixing length theory of turbulent convection", *Astrophys. J.*, 138, 216-225.
 - Steinberger E. e Ganor E., 1980: "High Ozone concentrations at night in Jerusalem and Tel-Aviv", *Atm. Env.* 14, 221-225.
 - Stull R. 1984: "Transilient turbulence theory. Part I: The concept of eddy-mixing across finite distances", *J. Atmos. Sci.*, 41, 3351-3367.
 - Stull R., 1987: "Transilient turbulence algorithms to model mixing across finite distances", *Environmental Software*, 2, 4-12.
 - Stull R., 1988: "An Introduction to Boundary-Layer Meteorology", Kluwer Academic Publishers.
 - Stull R., 1991a: "Static stability - an update", *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 72, 1521-1529.
 - Stull R., 1991b: "A comparison of parameterized vs. measured transilient mixing coefficients for a convective mixed layer", *Bound.-Layer Meteorology*, 55, 67-90.
-

-
- Stull R., 1993: "Review of transilient turbulence theory and nonlocal mixing", *Bound.-Layer Meteor.*, 62, 21-96.
 - Stull R., 1995: "Parameterization of assymetric transilient matrices for convective PBLs", *Preprints da 11th Symposium on Boundary Layers and Turbulence, American Meteorological Society*.
 - Stull R. e Driedonks, A.G.: 1987: "Applications of the transilient turbulence parameterization to atmospheric boundary layer simulations", *Bound. Layer Meteor.*, 40, 209-239.
 - Stull R. e Bartnicki J., 1994: "Mass-conserving turbulence and advection parameterizations for an eulerian air-pollution transport model", *J. Atmos. Sci.*
 - Taylor, G. 1915: "Eddy motion in the atmosphere", *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, A215, 1-26.
 - Taylor, G. 1932: "The transport of vorticity and heat through fluids in turbulent motion", *Proc. Roy. Soc.*, A135(Nº 828), 685-706.
 - Thunis P. e Bornstein R., 1993: "Hierarchy of assumptions and equations for deep and shallow atmospheric flows", documento não publicado.
 - Uno I., Wakamatsu S., Suzuki M. e Ogawa Y., 1984: "Three-dimensional behaviour of atmospheric pollutants covering the Tokio Metropolitan Area", *Atm. Env.* 18,4, 751-761.
 - Valadas B. e Góis V., 1994: "Inventário nacional de emissões atmosféricas - CORINAIR 90", 4ª Conferência Nacional da Qualidade do Ambiente, Universidade Nova de Lisboa.
 - van Berkel L., Barros N. e Borrego C., 1994: "Tropospheric Ozone in Portugal", Projecto ERASMUS, Departamento de Ambiente e Ordenamento, Universidade de Aveiro.
 - van der Hoven I., 1957: "Power spectrum of horizontal wind speed in frequency from 0.0007 to 900 cycles per hour", *J. Meteor.*, 14, 160.
 - von Karman, T. , 1930: "Mechanische ahnlichkeit und turbulenz", *Noch. Ges. Wiss. Gottingen, Math-Phys.*, KI, 58-76.
 - Wakamatsu S., Uno I. e Schere K., 1988: "Application of three-dimensional photochemical model smog formation model to Tokio Metropolitan Area", in *Air Pollution Modeling and its Applications VI*, Ed. H. van Dop, Plenum Publishing Corporation.
 - Wakamatsu S., Uno I. e Susuki M., 1990: "A field study of photochemical smog formation under stagnant meteorological conditions", *Atm. Env.* 24A, 5, 1037-1050.
 - Walsh J., 1974: "Sea breeze theory and aplications", *Atmos. Sci.*, 31, 2021-2026.
 - Wexler R., 1946: "Theory and observations of land and sea breezes", *Bull. Am. Met. Soc.* 27, 272-287.
 - Wichmann M. e Schaller E., 1986: "On the determination of the closure parameters in higher-order closure models", *Bound. Layer Meteor.*, 37, 323-341.
 - Yamada T. e Mellor C., 1975a: "A simulation of the Wangara atmospheric boundary layer data", *J. Atmos. Sci.*, 32, 2309-2329.
 - Yamada T. e Mellor C., 1975b: "A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers", *J. Atmos. Sci.*, 31, 1791-1806.
 - Zhang Q. e Stull R., 1992: "Alternative non-local description of boundary-layer evolution", *J. Atmos. Sci.*, 49, 23, 2267-2281.
 - Zhong S. e Takle, 1993: "The effects of large-scale winds on sea-land-circulations in an area of complex coastal heating", *J. Applied Meteor.*, 32, 1181-1195.
-

ANEXO

RESULTADOS DA CAMPANHA METEOROLÓGICA

Neste Anexo encontram-se compilados os gráficos correspondentes aos resultados da campanha meteorológica realizada em Aveiro no Verão de 1992. Por motivos descritos anteriormente (ver 4.3) a análise dos resultados da campanha foi limitada ao período decorrente entre 1 e 6 de Setembro de 1992.

Inclui-se neste Anexo, os dados registados nas seguintes estações de monitorização:

- Albergaria - sondagem vertical de ventos
 - Albergaria - SODAR
 - Aveiro - sondagem vertical de temperatura
 - Aveiro - sondagem vertical de vento
 - Aveiro - SODAR
 - Bemposta - dados superficiais
 - Cacia - dados superficiais
 - Talhadas - dados superficiais
-

Albergaria - sondagem vertical de vento

1. Setembro. 1992 - Efectuaram-se 3 lançamentos de balões piloto.

- 11:35** - só existem dados até aos 500 m de altitude. Este lançamento revela um escoamento superficial de NE, de 2 m.s^{-1} em todo o perfil.
- 15:10** - existe uma camada até aos 500 m de altitude de direcção NW e intensidade de $4-5 \text{ m.s}^{-1}$. As medições realizadas junto ao solo mostram um escoamento de WNW. Entre os 500 e 1000 m existe uma camada de vento mais fraco, acompanhada de rotação do vento, no sentido dos ponteiros do relógio. O vento continua a rodar em altitude, até aos 2000 m, através dos quadrantes Leste e Sul. O balão-piloto perdeu-se aos 2000 m.
- 18:05** - este lançamento fornece informações da estrutura vertical da atmosfera até aos 4000 metros. Na camada superficial, o vento rodou ligeiramente para Norte, apresentando uma direcção de NNW, velocidades máximas de 6 m.s^{-1} e uma espessura de 700 m. Entre os 700 e 1600 m repete-se a estrutura analisada na sondagem anterior, embora com velocidades superiores atingindo os 6 m.s^{-1} . A partir dos 2000 m, a sondagem revela uma circulação de Oeste.

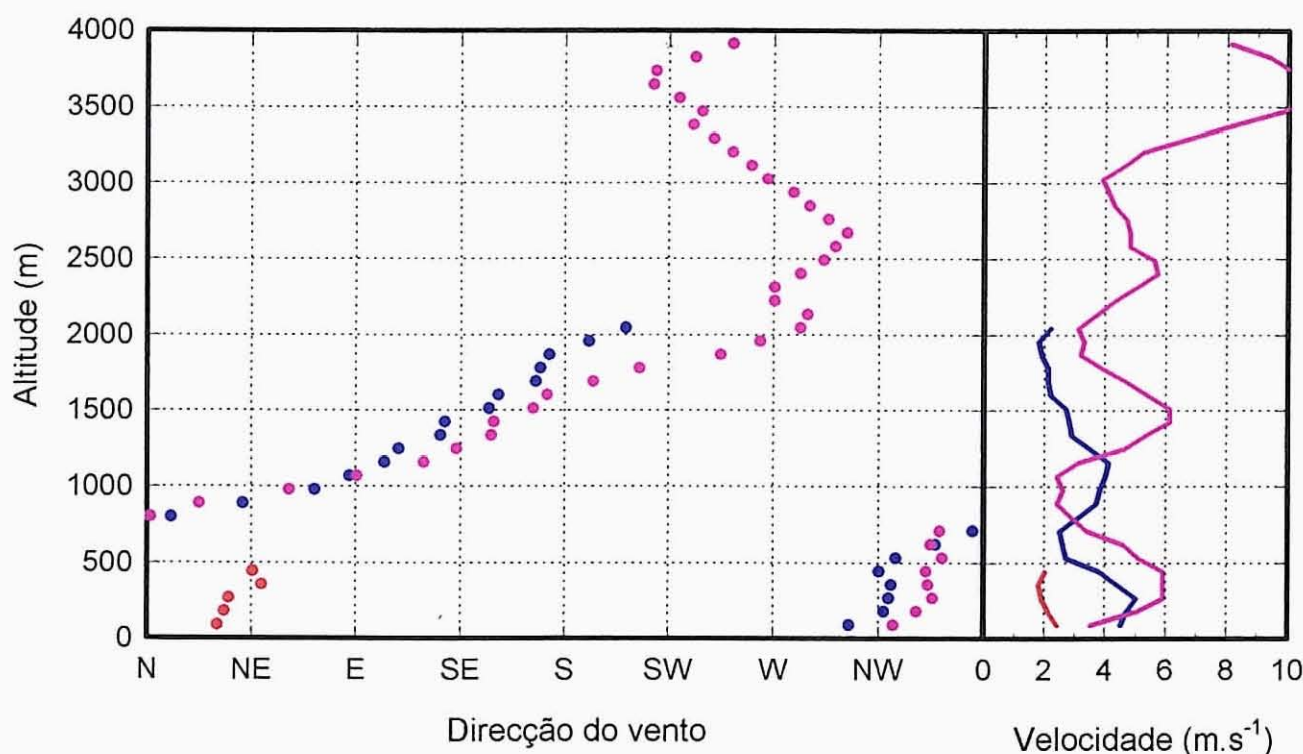


Figura A-1 Perfis de vento medidos através de balão-piloto em Albergaria-a-Velha a 1 de Setembro de 1992.

Albergaria - sondagem vertical de vento

2.Setembro.1992 - Efectuaram-se 4 sondagens. Não ocorrem grandes variações ao longo do dia, não se revelando uma estrutura muito complexa.

9:00 - a camada mais superficial mostra vento de direcção N-NNW. A partir dos 1000 m surge uma camada de vento NW com uma espessura de 1000 m e intensidade crescente entre 3 e 6 m.s^{-1} . A velocidade do vento continua a intensificar-se com a altitude, fixando-se em 6-7 m.s^{-1} a partir dos 2000m, com direcção WNW.

11:54 - esta sondagem só fornece informações até cerca dos 1300 m de altitude. A sondagem revela um escoamento de NNW, com rotação para Oeste nas camadas junto ao solo.

15:10 - junto ao solo, o vento é de NW rodando gradualmente para Norte até aos 900 m. A velocidade máxima é de 7 m.s^{-1} e regista-se aos 500 m de altitude. Após uma zona de transição de cerca de 200 m de espessura, onde o vento é fraco, a direcção do vento fixa-se em WNW com intensidade da ordem dos 8 m.s^{-1} . A partir dos 3500 m ocorrem flutuações de direcção do vento que poderão ser resultado de imprecisões experimentais.

18:05 - este perfil de ventos é muito semelhante ao efectuado 3 horas antes, registando-se uma intensificação geral da velocidade do vento.

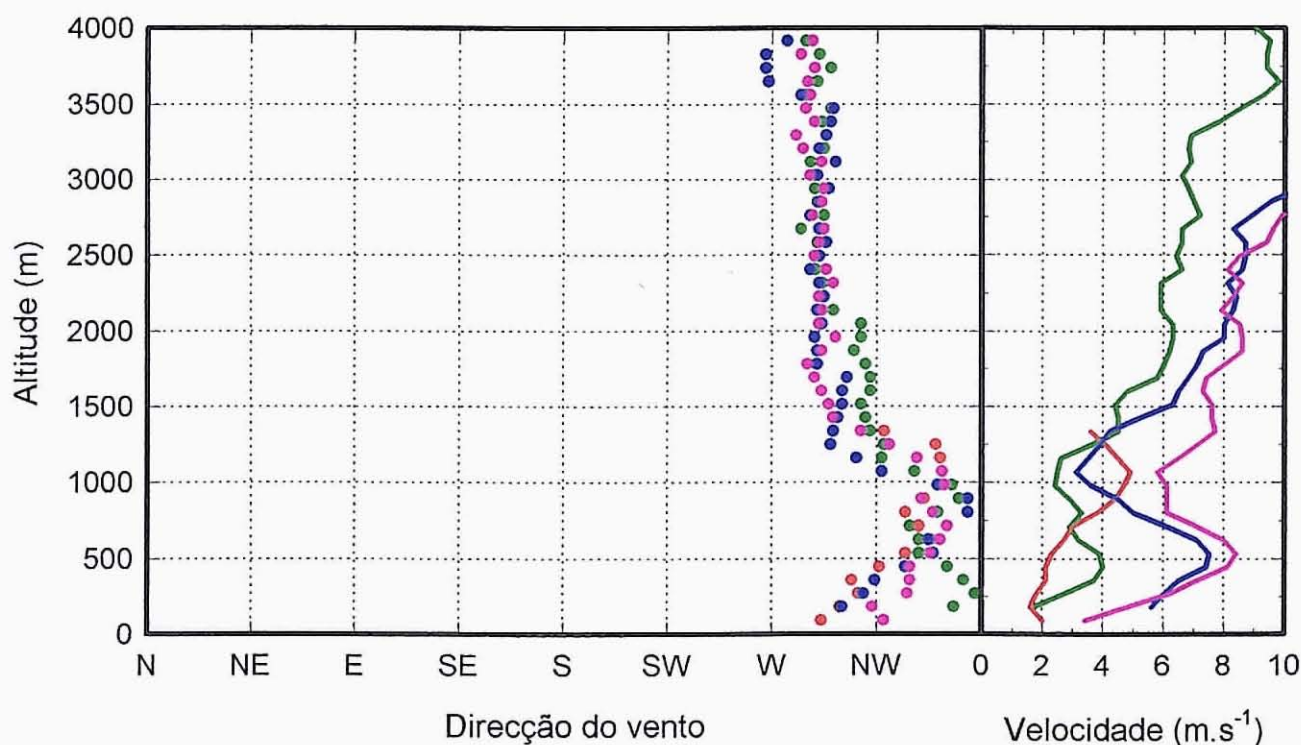


Figura A-2 Perfis de vento medidos através de balão-piloto em Albergaria-a-Velha a 2 de Setembro de 1992.

Albergaria - sondagem vertical de vento

3. Setembro. 1992 - Foram realizados 3 lançamentos de balão-piloto. Todas as sondagens são muito baixas, não ultrapassando os 2000 m.

- 11:35** - a sondagem limitou-se a 7 pontos, tendo-se perdido o balão aos 600 m de altitude. Estes dados mostram um escoamento de NW (3 m.s^{-1}) até aos 250 m. A partir dos 500 m o vento é de NE-E.
- 15:30** - a estrutura anterior é confirmada nesta sondagem que atingiu os 1300 m. O escoamento superficial mantém a mesma espessura tendo rodado para NNW e com uma intensidade máxima de 5 m.s^{-1} . Entre 500 e 1200 m o vento é de NNE com velocidade de 4 m.s^{-1} constante.
- 16:35** - o escoamento apresenta uma estrutura semelhante à das 15:30, embora na camada entre 500 e 1300 m o vento tenha rodado para Norte. Esta sondagem manteve-se até aos 2000 m onde se registou um vento forte de NNW com intensidade de 8 m.s^{-1} .

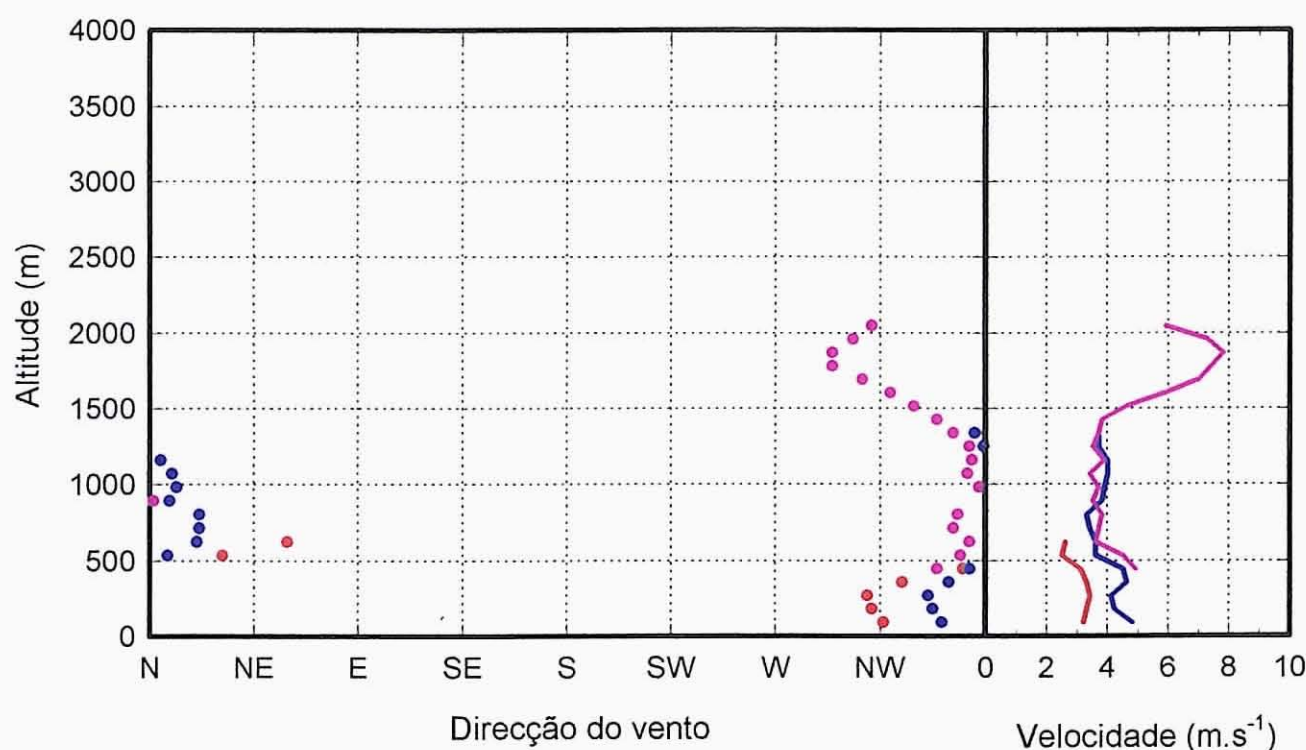


Figura A-3 Perfis de vento medidos através de balão-piloto em Albergaria-a-Velha a 3 de Setembro de 1992.

Albergaria - sondagem vertical de vento

4. Setembro. 1992 - Efectuaram-se 3 sondagens.

- 11:35** - o balão só foi acompanhado até aos 500 m de altitude. A camada mais superficial (250 m) apresentava vento com direcção WNW e velocidade de 4 m.s^{-1} . As medições efectuadas sugerem a existência de um escoamento de NE a partir dos 500 m de altitude.
- 16:20** - a conjugação do perfil de direcção e da velocidade do vento evidencia a existência de um escoamento de NNW junto ao solo, rodando para Norte até cerca dos 600 m. A intensidade máxima é registada aos 250 m com o valor de 8 m.s^{-1} . Entre 1000 e 1500 m observa-se uma ligeira inflexão para NNE. Após uma zona de transição, a partir dos 3000 m o vento apresenta uma direcção predominante de WNW.
- 18:20** - estrutura semelhante à anterior, embora a camada superficial seja mais espessa, atingindo cerca de 900 m, com uma velocidade média de 7 m.s^{-1} . Entre 1000 e 2000 m de altitude o vento apresenta-se NNE com velocidade inferior (5 m.s^{-1}). A partir dos 3000 m o vento é predominantemente de WNW.

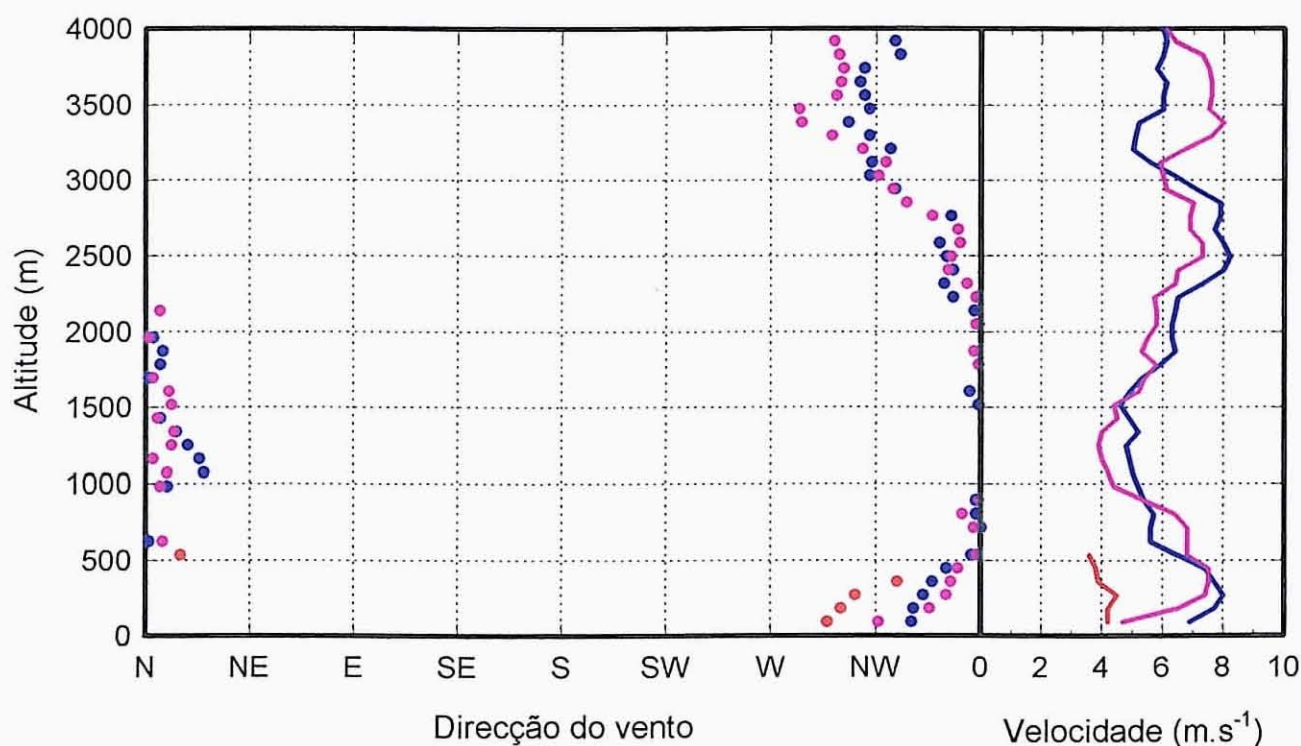


Figura A-4 Perfis de vento medidos através de balão-piloto em Albergaria-a-Velha a 4 de Setembro de 1992.

Albergaria - sondagem vertical de vento

5. Setembro. 1992 - Lançaram-se 3 balões-piloto.

- 11:30** - a análise do perfil vertical de vento revela a existência de uma camada junto ao solo de direcção NW com uma espessura de cerca 400 m e velocidade muito baixa ($2-3 \text{ m.s}^{-1}$). A sondagem mostra o início de uma zona com vento de NE-E aos 700 m.
- 16:20** - a camada atmosférica junto ao solo apresenta uma estrutura semelhante à sondagem anterior embora se observe uma rotação do escoamento para Norte. Houve, no entanto, um aumento da velocidade do vento que atinge o valor de 5 m.s^{-1} aos 350 m. Nesta sondagem evidenciam-se as características da camada entre 700 e 1400 m: vento do sector NE-E e velocidade de 2 m.s^{-1} , constante em altura. A partir dos 2600 m o vento é predominantemente de W, com algumas flutuações que poderão eventualmente ser da responsabilidade do operador do sistema de sondagem.
- 18:20** - sondagem semelhante às anteriores, ocorrendo o espessamento da camada superficial com direcção NNW. Esta direcção do vento mantém-se até cerca dos 1000 m de altitude, observando-se um valor máximo de 6 m.s^{-1} entre os 250 e 500 m de altitude. Entre os 1200 e 1800 m o vento é de NE. Aos 3000 m inicia-se uma camada com vento Oeste.

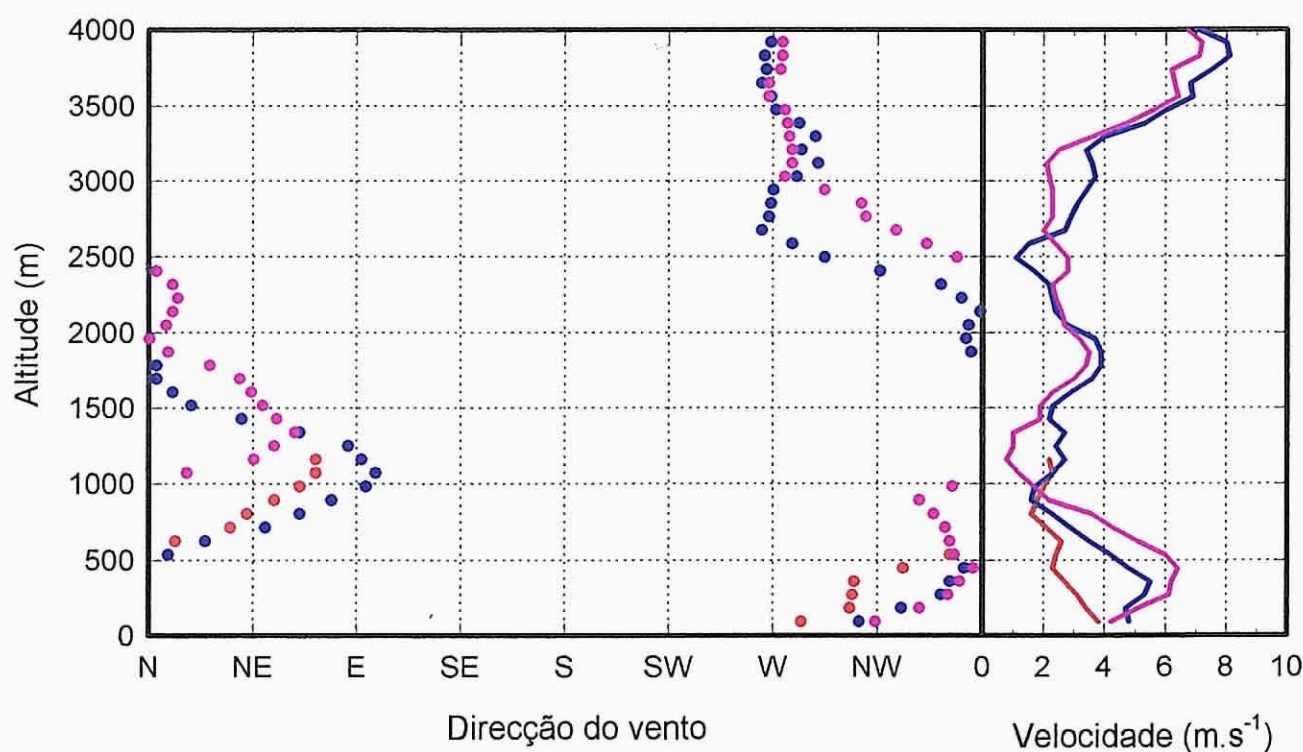


Figura A-5 Perfis de vento medidos através de balão-piloto em Albergaria-a-Velha a 5 de Setembro de 1992.

Albergaria - sondagem vertical de ventos

6. Setembro, 1992 - Realizaram-se 3 sondagens.

- 11:15** - a sondagem termina aos 500 m. Até essa altitude o vento roda gradualmente de W para N com uma velocidade média de 3 m.s^{-1} .
- 16:10** - junto ao solo, existe uma camada de aproximadamente 400 m com direcção NNW. Entre os 500 e os 2500 m, o perfil é incaracterístico mostrando uma rotação gradual de NNW, para Oeste (1500 m), até se fixar em WSW. Ao longo de todo o perfil a velocidade do vento situa-se entre 4 e 8 m.s^{-1} .
- 18:15** - esta sondagem só prosseguiu até aos 1500 m, revelando uma estrutura semelhante à das 16 horas. A velocidade do vento é no entanto, bastante maior atingindo os 8 m.s^{-1} , entre os 400 e 800 m de altitude.

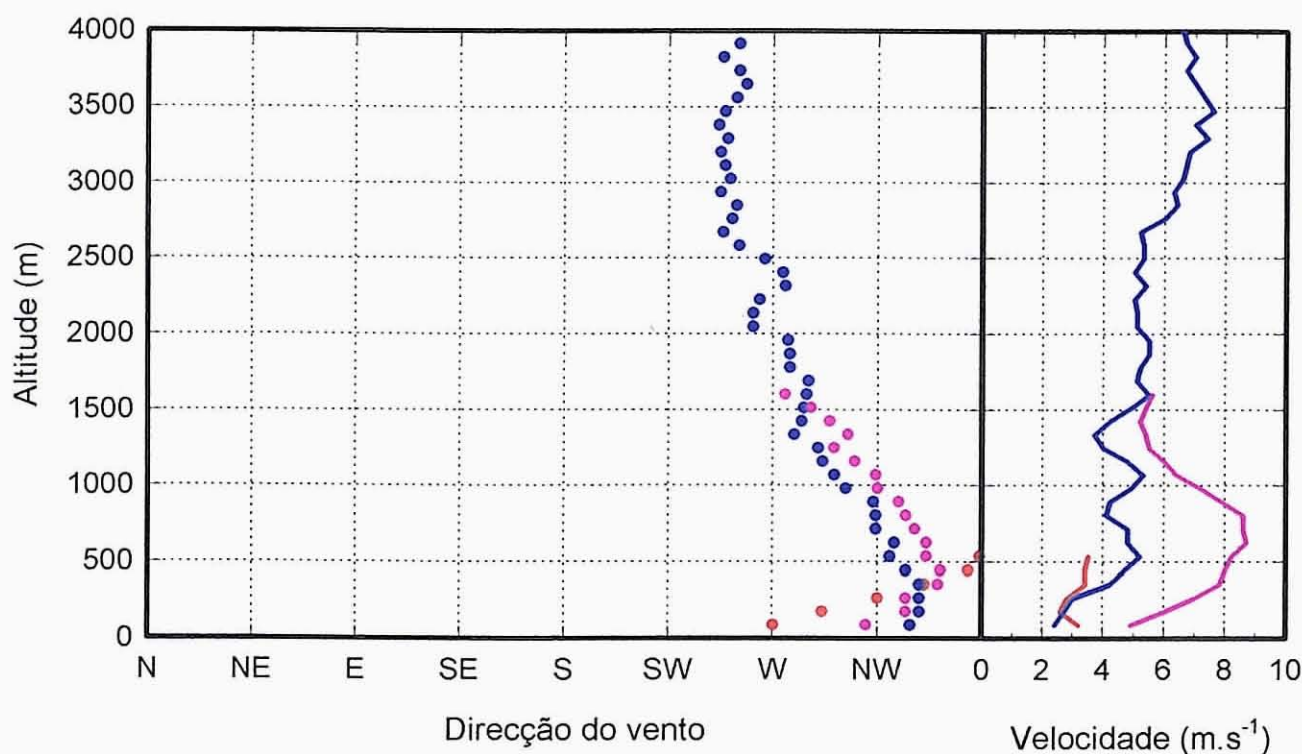


Figura A-6 Perfis de vento medidos através de balão-piloto em Albergaria-a-Velha a 6 de Setembro de 1992.

Albergaria - SODAR

1. Setembro. 1992 - os dados adquiridos pelo sistema de SODAR instalado nos Serviços Técnicos da Câmara Municipal de Albergaria-a-Velha permitem evidenciar a existência de vários sistemas de circulação atmosférica. Entre a 1 e as 10 horas da manhã, observa-se vento de NE à superfície com rotação para leste a partir dos 150 m de altitude. Este escoamento, semelhante a uma brisa de terra bem definida, atingiu uma altitude máxima de 300 m às 5 h, e uma intensidade máxima de cerca 7 m.s^{-1} , a 175 m de altitude. Com o nascer do Sol, este escoamento reduz-se de intensidade. Após as 11 h, em que se observa uma quase estagnação em altitude, inicia-se um escoamento de NW, fraco que se intensifica ao longo da tarde, sobretudo em altitude. Os pontos mais elevados (175-200 m) mostram vento com direcção NNW. A partir das 21 h, o vento apresenta-se mais fraco, de Norte, embora à superfície haja a tendência do vento rodar para NE.

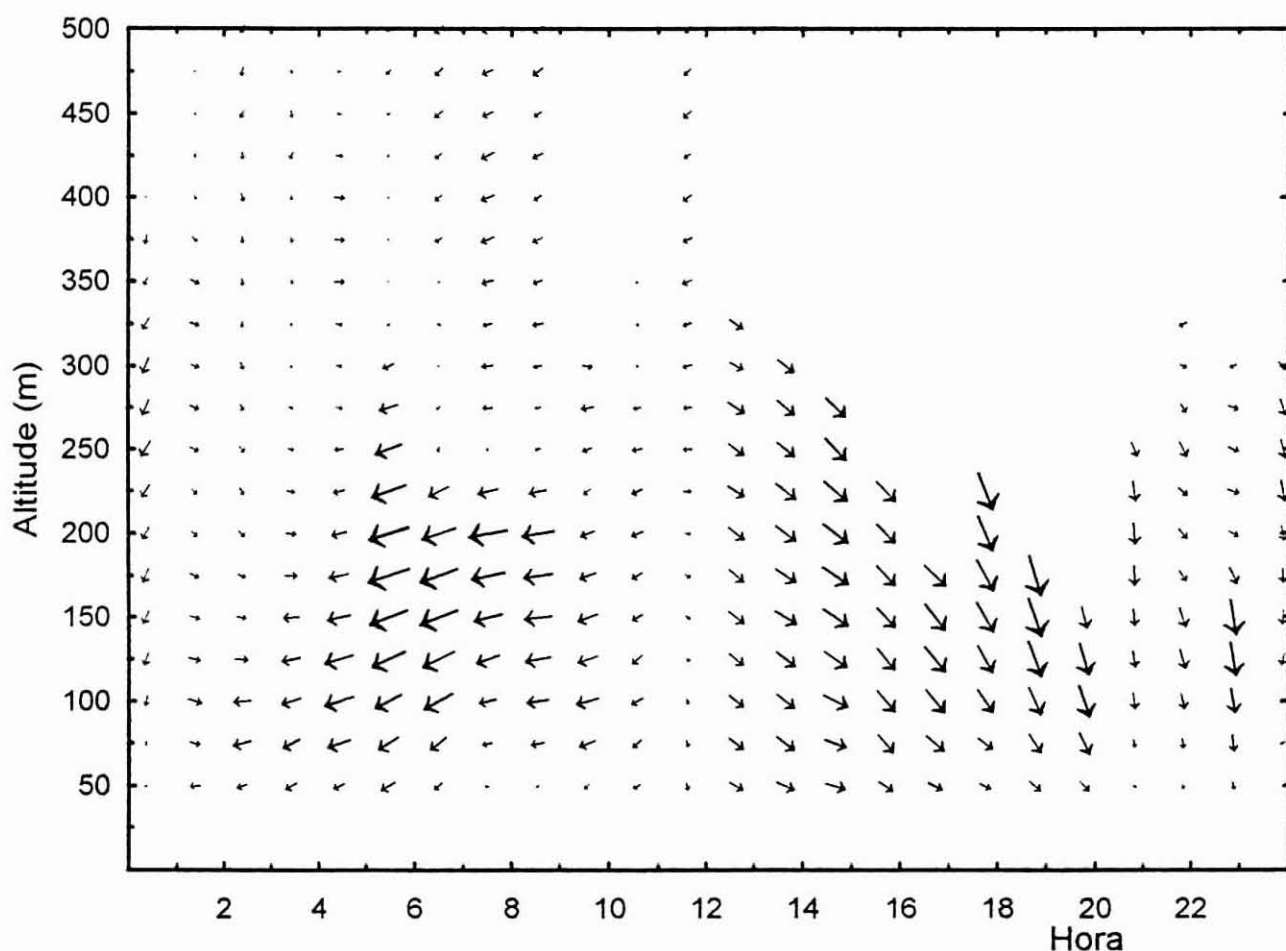


Figura A-7 Evolução do perfil de vento medido com SODAR em Albergaria-a-Velha a 1 de Setembro de 1992.

Albergaria - SODAR

2. Setembro 1992 - os dados adquiridos para este dia revelam uma estrutura e evolução semelhante à do dia anterior, embora a brisa de terra seja menos intensa. De facto, durante a noite o escoamento é basicamente de Norte, com intensidades entre 3 e 5 m.s^{-1} . À superfície, no entanto, e com uma espessura máxima de 100 m, o vento é do sector leste com velocidades muito baixas (1-2 m.s^{-1}). Às 9 h, o vento roda para Oeste; inicialmente fraco, o vento intensifica-se, atingindo 5-6 m.s^{-1} ao fim da tarde. Observa-se que o vento em altitude roda de Oeste (à superfície) para NW. Às 21 h a brisa marinha terminou e o vento é de Norte em todo o perfil.

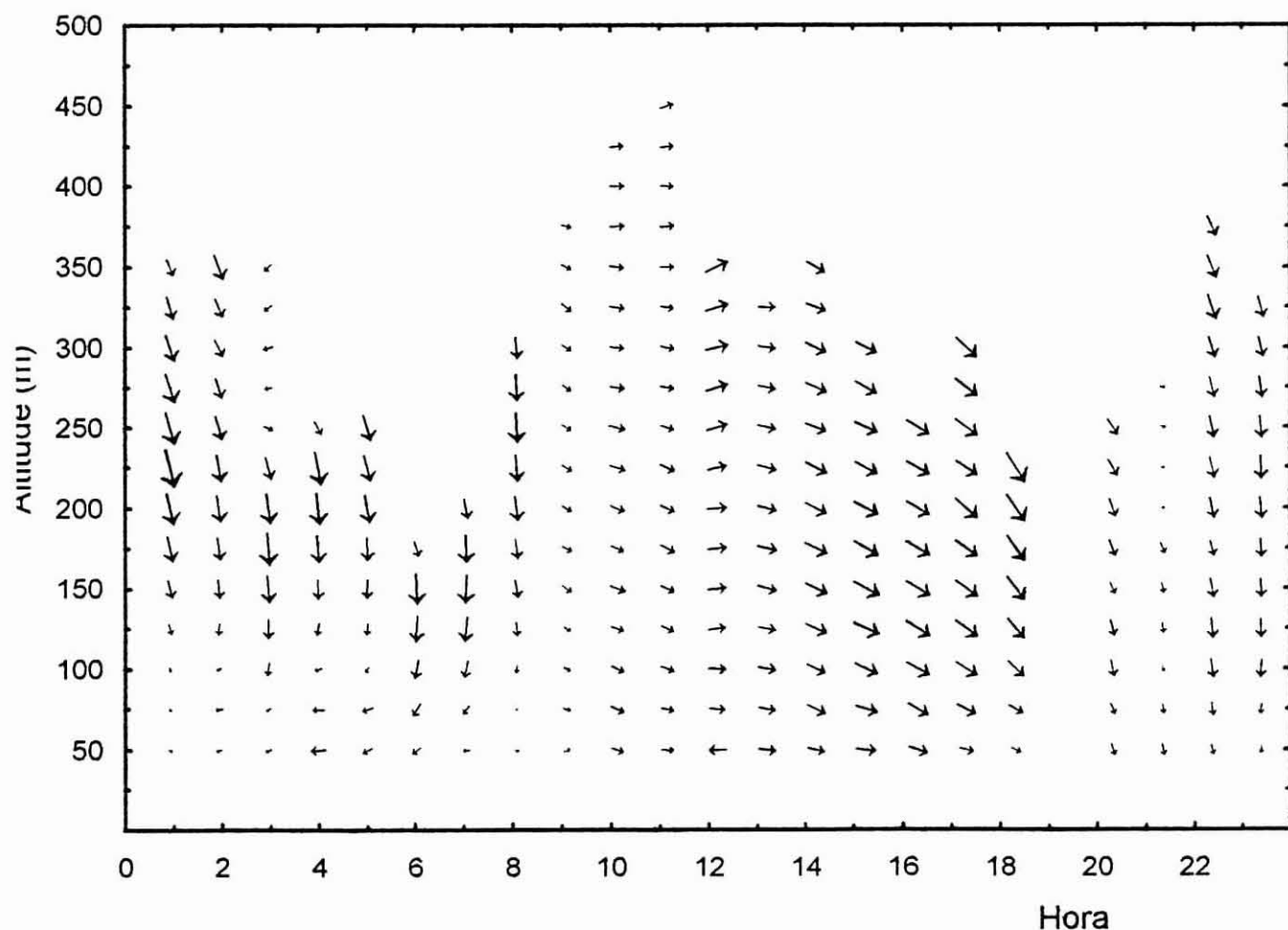


Figura A-8 Evolução do perfil de vento medido com SODAR em Albergaria-a-Velha a 2 de Setembro de 1992.

Albergaria - SODAR

3. Setembro. 1992 -neste dia, a distinção entre brisa de terra e de mar, foi menos sentida do que nos dois dias anteriores. Durante a noite, o escoamento atmosférico é predominantemente de N-NW de fraca intensidade. Próximo da superfície, numa camada de cerca 75 - 100 m de espessura o escoamento, apesar de muito fraco (aproximadamente 1 m.s^{-1}), apresenta uma tendencia predominante de leste. Esta camada superficial desaparece às 7 h. Inicia-se então, um escoamento fraco de Oeste que se vai intensificando ao longo da tarde. Os dados registados mostram velocidades máximas de 4 m.s^{-1} de NW às 17 horas. O mau funcionamento do sistema de monitorização não permitiu analisar o período decorrente entre as 17 e as 21 h. À noite o vento é de NW-W. Observa-se também neste caso uma rotação em altitude de W para N.

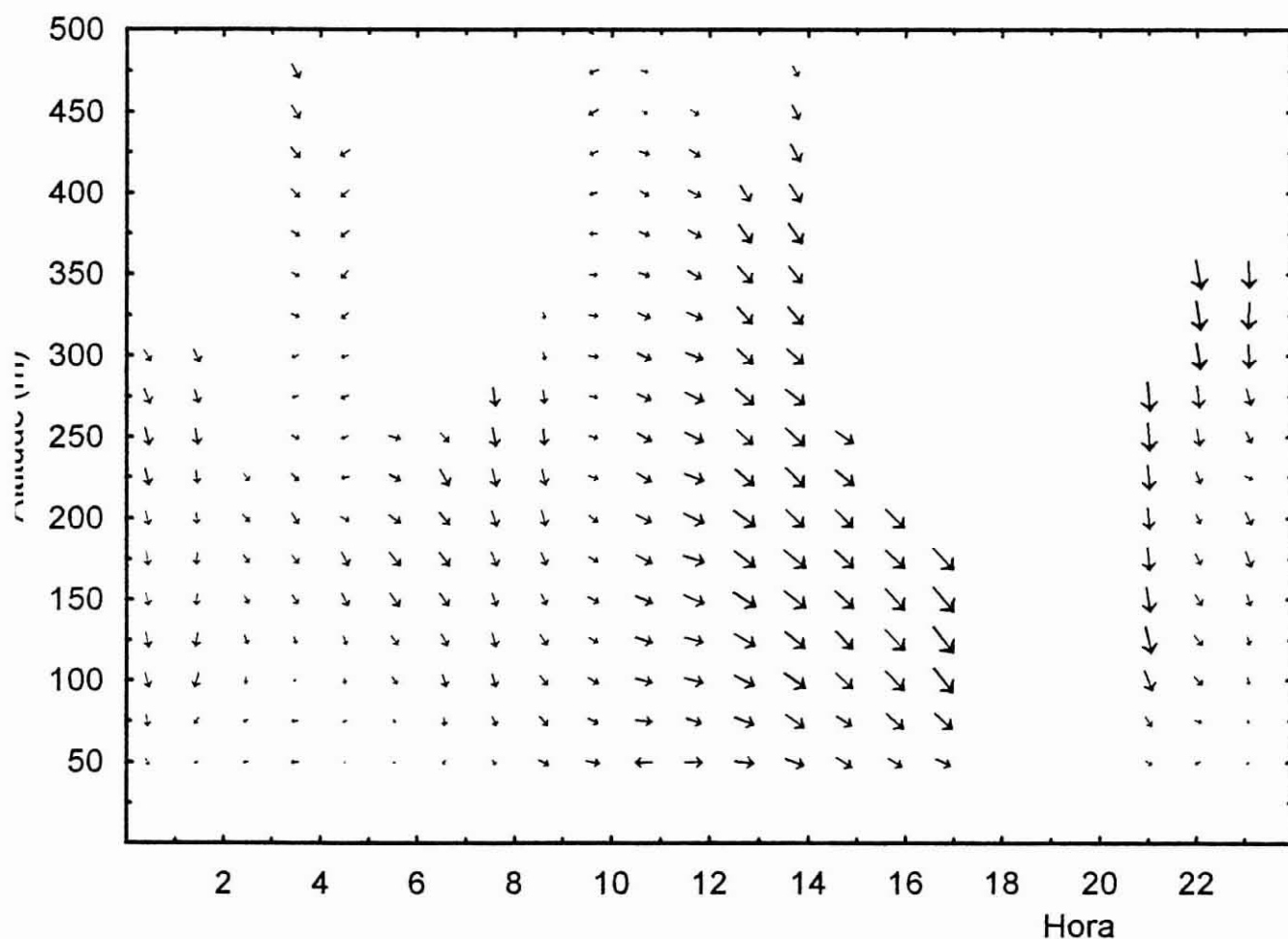


Figura A-9 Evolução do perfil de vento medido com SODAR em Albergaria-a-Velha a 3 de Setembro de 1992.

Albergaria - SODAR

4. Setembro. 1992 - durante a noite e até às 8 h, observa-se uma camada até cerca de 150-175 m de altitude com vento praticamente nulo. No entanto, apesar da fraca intensidade (velocidade menor de 1 m.s^{-1}), apresenta uma tendencia predominante de leste. Em altitude o escoamento é de NNW. A partir das 9 horas, inicia-se a brisa marinha que atinge de imediato 500 m de espessura. A brisa vai-se intensificando ao longo da tarde. A intensidade máxima é de cerca 10 m.s^{-1} , às 18 h, a 225 m de altitude. A rotação do vento, no sentido do ponteiro dos relógios, a partir da superficie, é mais uma vez evidente. Às 21 h a velocidade do vento reduz-se significativamente. A partir das 22 h, o vento apesar de fraco, é tendencialmente do sector leste.

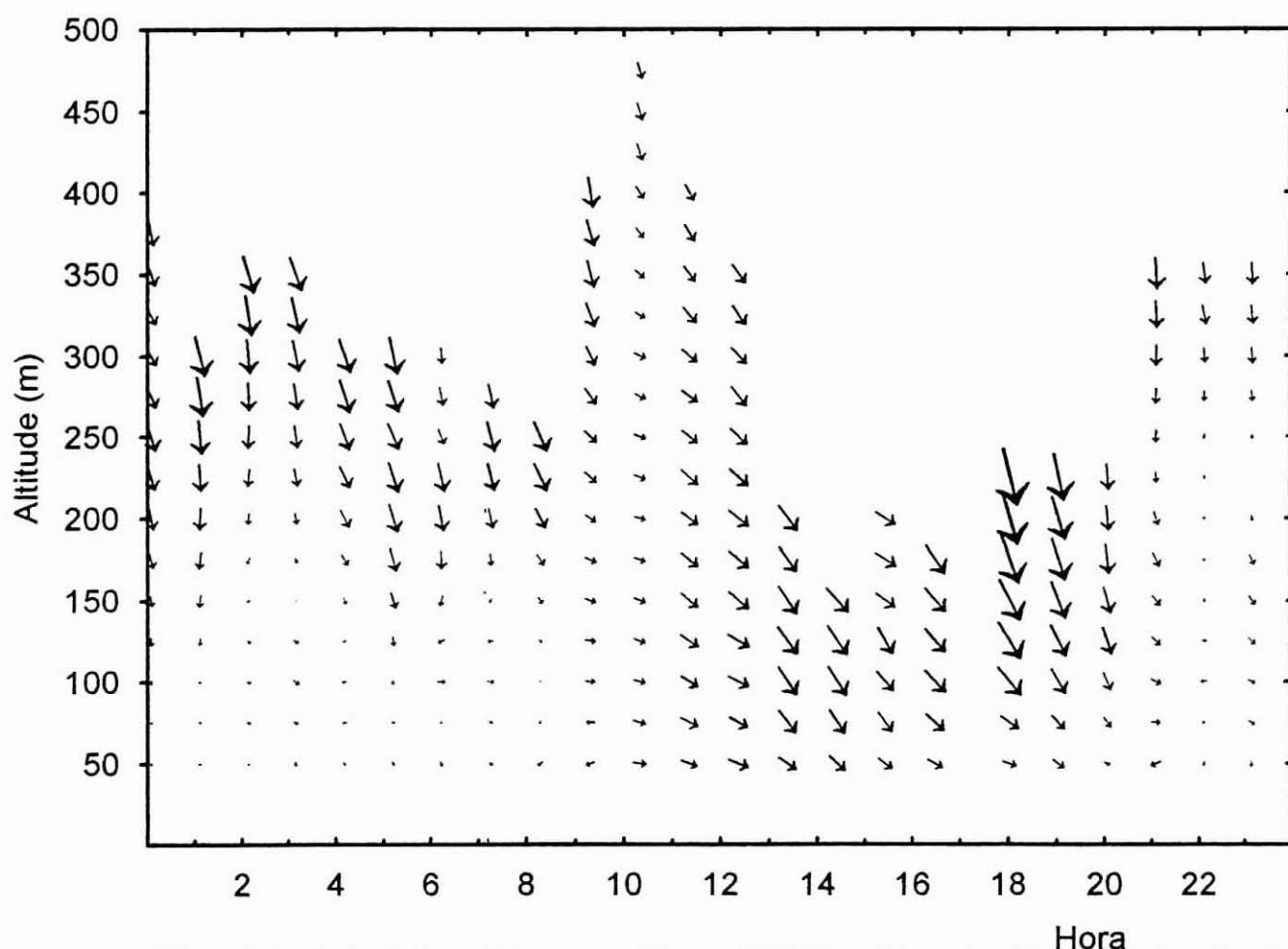


Figura A-10 Evolução do perfil de vento medido com SODAR em Albergaria-a-Velha a 4 de Setembro de 1992.

Albergaria - SODAR

5. Setembro. 1992 - durante a noite, o escoamento monitorizado pelo equipamento de SODAR apresenta grandes irregularidades. Entre as 0 e as 3 h, a circulação atmosférica é de oeste com uma espessura máxima inicial de 200 m, e velocidades da ordem de $1-2 \text{ m.s}^{-1}$. Entre as 3 e as 9 horas a baixa atmosfera é caracterizada pela existência de uma camada de 200-300 m de espessura com velocidades muito baixas. A partir das 10 horas inicia-se a brisa marinha, de Oeste, atingindo uma espessura de 250 m. Na hora seguinte a circulação de Oeste expandiu-se até pelo menos 500 m de altitude. Tal como nos dias anteriores, a brisa vai-se intensificando ao longo da tarde, atingindo a velocidade máxima de 7 m.s^{-1} , por volta da 18 h, a uma altitude de 225 m. Também neste caso, é visível uma rotação do vento em altitude de Oeste para Norte. Às 22 h nos pontos mais próximos do solo, o vento anula-se, ocorrendo uma posterior rotação dos ventos para SE, até aos 200 m de altitude.

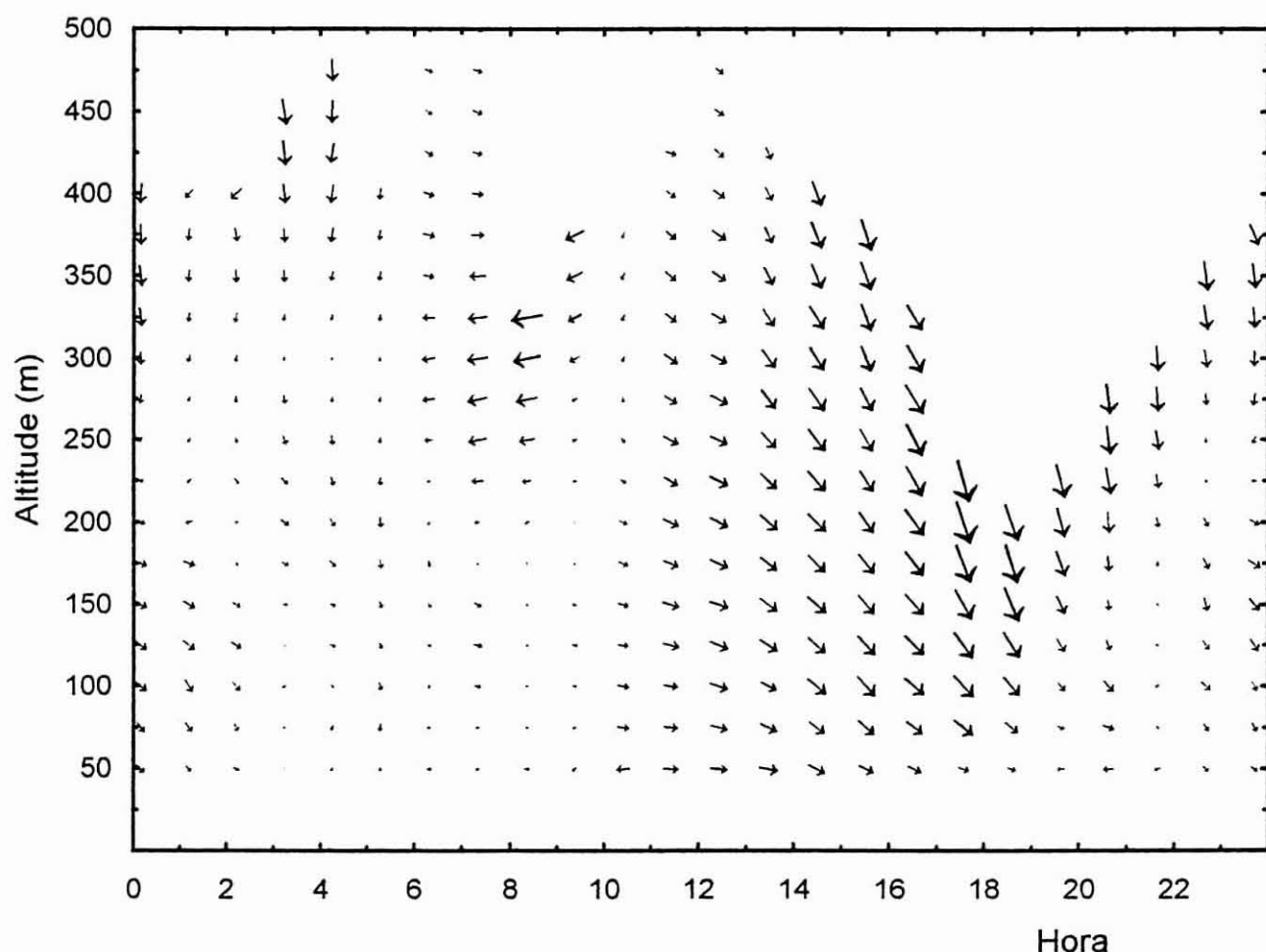


Figura A-11 Evolução do perfil de vento medido com SODAR em Albergaria-a-Velha a 5 de Setembro de 1992.

Albergaria - SODAR

6. Setembro. 1992 - A camada superficial com vento de SE, apesar de fraca ($1-2 \text{ m.s}^{-1}$) mantém-se durante toda a noite até aos 200-250 m de altitude. Acima desta camada superficial observa-se um escoamento com direcção oposta, NNW. A partir das 9 h, o vento do quadrante Oeste domina todo o perfil. A brisa marinha vai-se intensificando ao longo da tarde. A velocidade máxima, da ordem dos 6 m.s^{-1} , ocorre às 19 h, a cerca de 200 m de altitude. Mais uma vez, observa-se uma rotação do vento em altitude no sentido do ponteiro dos relógios. Às 23 h observa-se uma atenuação significativa da velocidade do vento, sobretudo nos pontos mais próximos do solo.

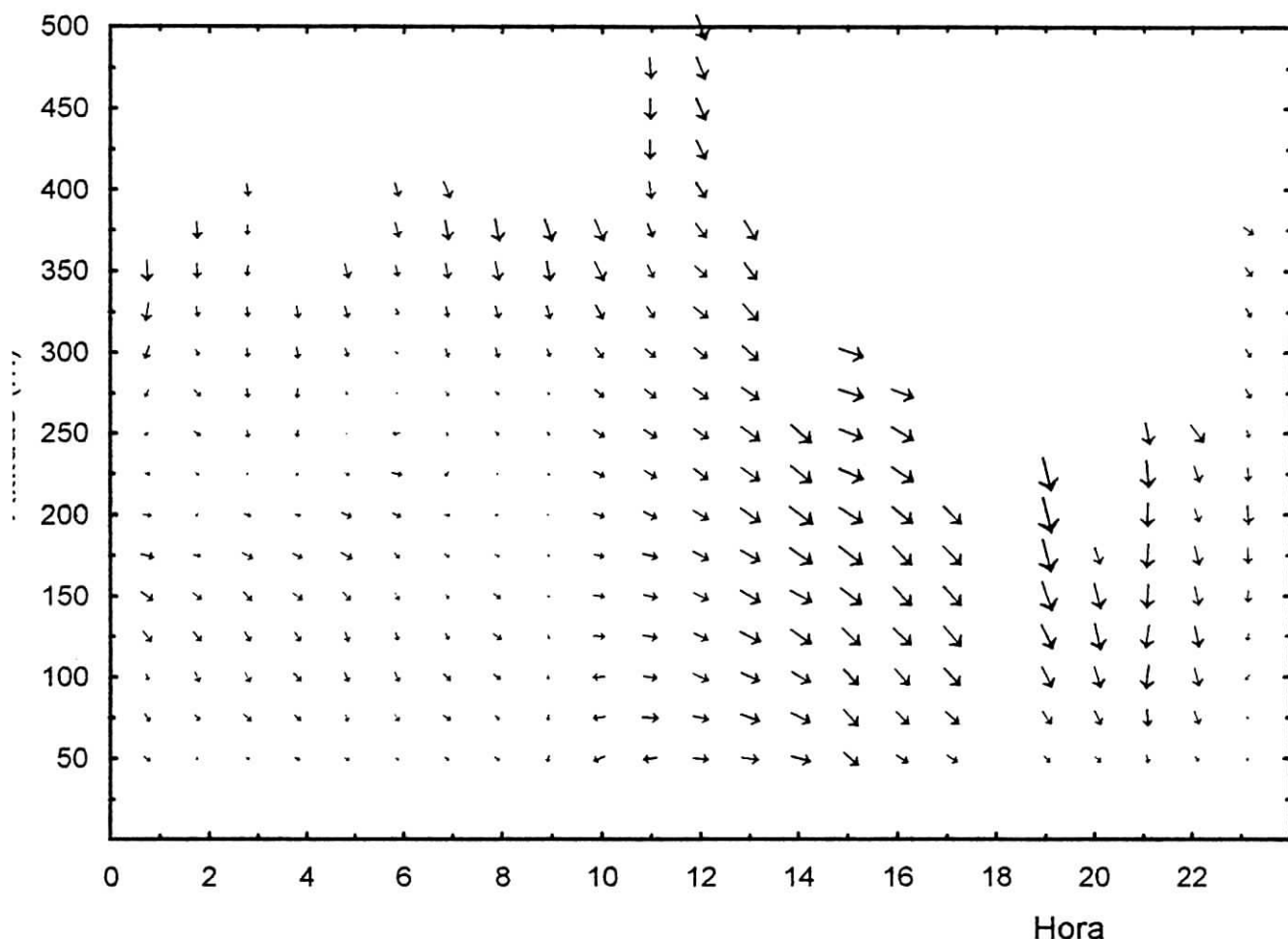


Figura A-12 Evolução do perfil de vento medido com SODAR em Albergaria-a-Velha a 6 de Setembro de 1992.

Aveiro - sondagem vertical de temperatura

1. Setembro. 1992 - Efectuaram-se 2 radiossondagens durante a tarde.

15:48 - temperatura ao nível do solo = 20,3 °C. Camada praticamente neutra até aos 360 m à qual se sobrepõe uma ligeira inversão (0,7 °C). O perfil mantém-se estável com zonas de grande estabilidade provocadas por inversões de temperatura aos 1600 e 1800 m. Estas duas inversões encontram-se separadas por uma camada neutra. Entre os 3000 e 4600 m observa-se uma camada quasi-neutra.

18:30 - temperatura ao nível do solo = 19,9 °C. Existe uma camada instável junto ao solo com uma espessura de 360 m, limitada por uma pequena inversão e uma camada praticamente isotérmica ($T=16,9$ °C) que se desenvolve até aos 750 m. Entre os 800 e os 1300 m a atmosfera é quasi-neutra, seguida de uma camada estável até aos 3000 m. Tal como na radiossondagem anterior, a camada entre 3000 e 4600 m revela um perfil mais próximo da neutralidade.

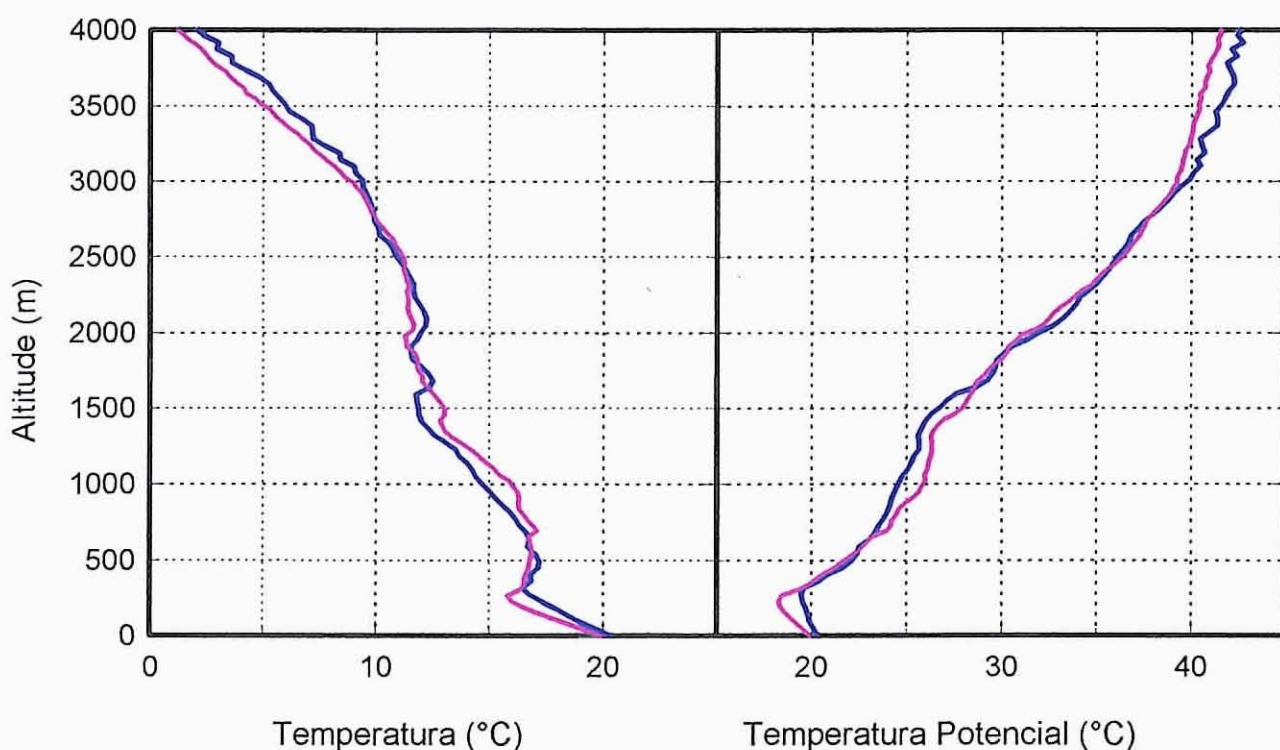


Figura A-13 Perfis de temperatura medidos através de radio-sondagem em Aveiro a 1 de Setembro de 1992.

Aveiro - sondagem vertical de temperatura

2. Setembro. 1992 - Lançaram-se 3 sondagens ao longo do dia.

8:50 - temperatura ao nível do solo = 17,2 °C. Camada instável entre o solo e os 230 m, seguida de uma camada próxima da neutralidade até aos 550 m. Entre os 550 e os 1000 m ocorre uma inversão (2 °C). Entre os 1000 e os 1600 m a atmosfera é quase isotérmica com temperaturas flutuando entre 14,5 e 15,0 °C. A partir dos 1600 m a atmosfera é estável.

15:30 - temperatura ao nível do solo = 21,0 °C. Pequena camada instável junto ao solo (180 m), à qual se sobrepõe uma camada neutra até aos 300 m. O perfil até aos 1250 m é estável. Entre os 1250 e 1600 m o perfil apresenta uma inversão de 2,5 °C. A partir dos 1600 m o perfil de temperaturas não é alterado significativamente por efeitos superficiais. Aos 3700 m ocorre uma pequena instabilidade.

18:26 - temperatura ao nível do solo = 19,4 °C. Camada neutra até aos 250 m, seguida de uma pequena inversão de temperatura entre os 230 e 320 m, e um perfil estável até aos 1300 m. Entre os 1300 e os 1700 m, observa-se uma inversão de 3,5 °C.

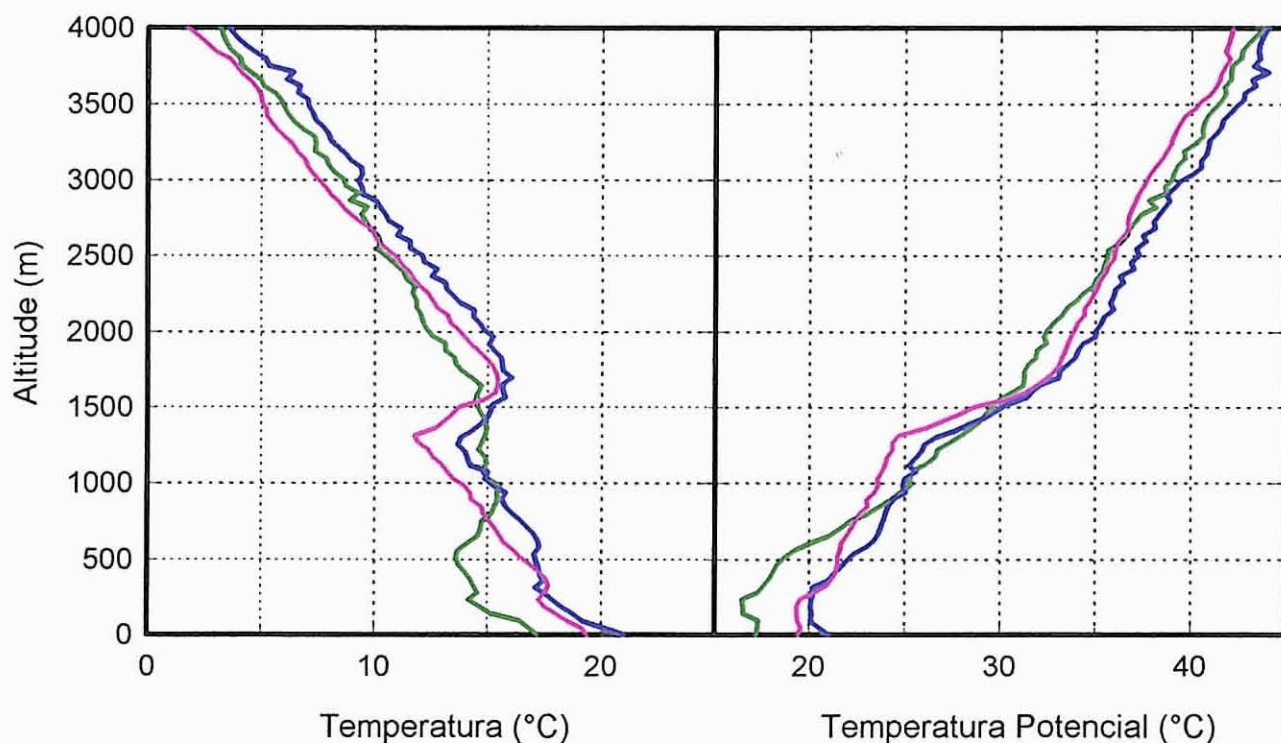


Figura A-14 Perfis de temperatura medidos através de radio-sondagem em Aveiro a 2 de Setembro de 1992.

Aveiro - sondagem vertical de temperatura

3. Setembro. 1992 - Efectuaram-se 3 sondagens de temperatura. Os perfis são todos semelhantes, observando-se um maior aquecimento da atmosfera no perfil das 15 horas.

- 11:40** - temperatura ao nível do solo = 21,9 °C. Camada neutra até aos 250 m, sobreposta a camada instável superficial. Entre os 400 e os 1100 m observam-se duas inversões de temperatura separadas por uma camada quasi-isotérmica colocada entre os 700 e 900 m.
- 15:30** - temperatura ao nível do solo = 22,0 °C. Condições idênticas ao perfil anterior até cerca dos 400 m. Entre os 400 e 900 m formou-se uma inversão de 5 °C.
- 18:20** - temperatura ao nível do solo = 19,6 °C. O perfil segue uma evolução semelhante à dos perfis analisados anteriormente, com uma camada neutra até cerca dos 450 m. Junto à superfície existe uma camada instável. Observa-se uma inversão de temperaturas, bem marcada, de cerca 6 °C, entre os 450 e 1000 m.

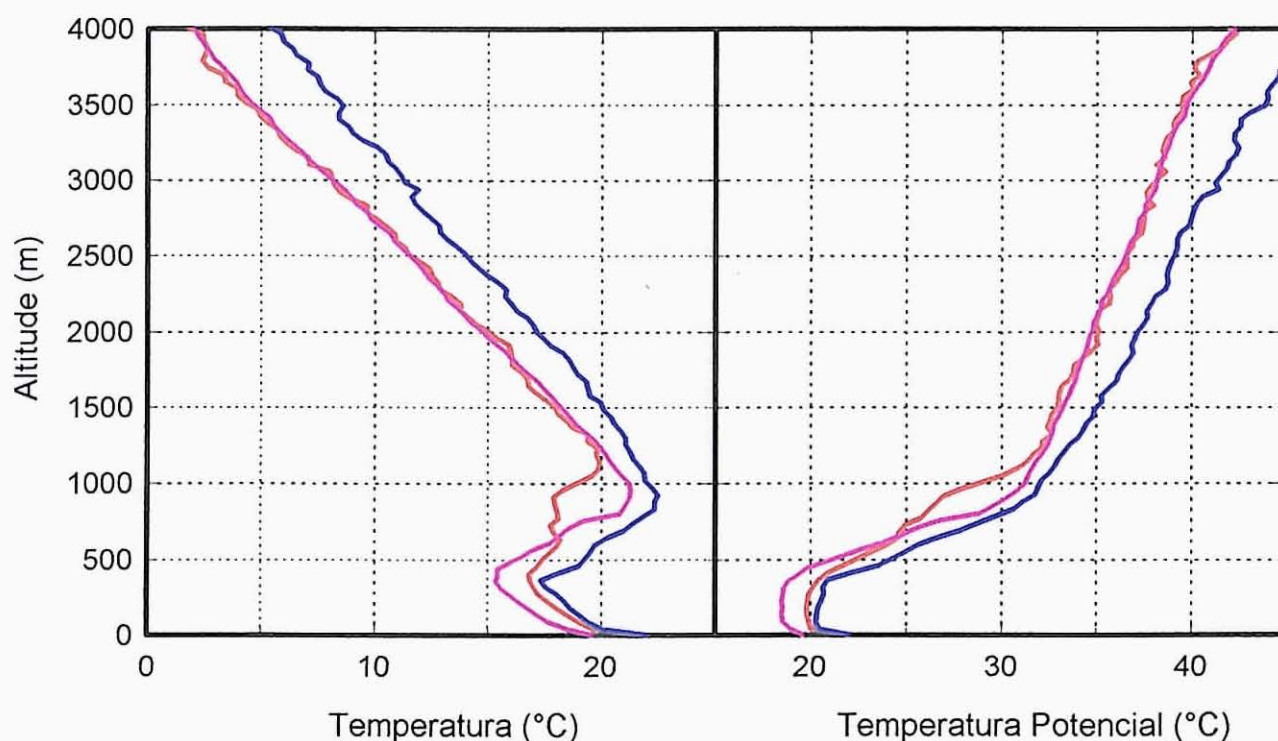


Figura A-15 Perfis de temperatura medidos através de radio-sondagem em Aveiro a 3 de Setembro de 1992.

Aveiro - sondagem vertical de temperatura

4. Setembro. 1992 - Trata-se do dia mais completo, durante o qual se efectuaram 4 lançamentos.

- 8:32** - temperatura ao nível do solo = 18,2 °C. Camada superficial instável até aos 220 m. Entre os 150 e os 300 m observa-se a ocorrência de uma pequena inversão de temperatura, seguida de uma camada quase isotérmica entre os 300 e os 700 m. Nas camadas mais elevadas, o perfil é estável, apresentando pequenas inversões entre os 1200 e 1400 m, 2100 e 2300 m e aos 3500 m. Entre os 2300 e os 2900 m o perfil é próximo da neutralidade.
- 11:20** - temperatura ao nível do solo = 22,4 °C. Formação de uma camada instável superficial até cerca dos 400 m. Observa-se uma inversão de 1,5 °C entre os 250 e os 600 m de altitude. Até aos 1300 m, a atmosfera é estável, quase neutra. Encontram-se novas inversões de 1 °C, aos 1300 e 2500 m.
- 15:25** - temperatura ao nível do solo = 21,7 °C. Perfil praticamente inalterado até aos 600 m, embora a inversão seja mais espessa, prolongando-se até cerca dos 1000 m. Este perfil distingue-se do anterior pela existência de uma camada mais quente 2-3 °C, entre os 700 e os 2600 m. Ocorrem pequenas inversões de temperatura aos 1800 e aos 3200 m.
- 18:22** - temperatura ao nível do solo = 19,2 °C. Camada instável até cerca dos 350 m, delimitada por uma inversão de 2,5 °C entre os 250 e 600 m. Até aos 900 m a atmosfera é praticamente isotérmica com temperaturas rondando os 17,5 °C. As camadas superiores revelam uma grande estabilidade, com zonas de maior neutralidade entre os 2200 e os 2400 m, e os 3500 e 4200 m.

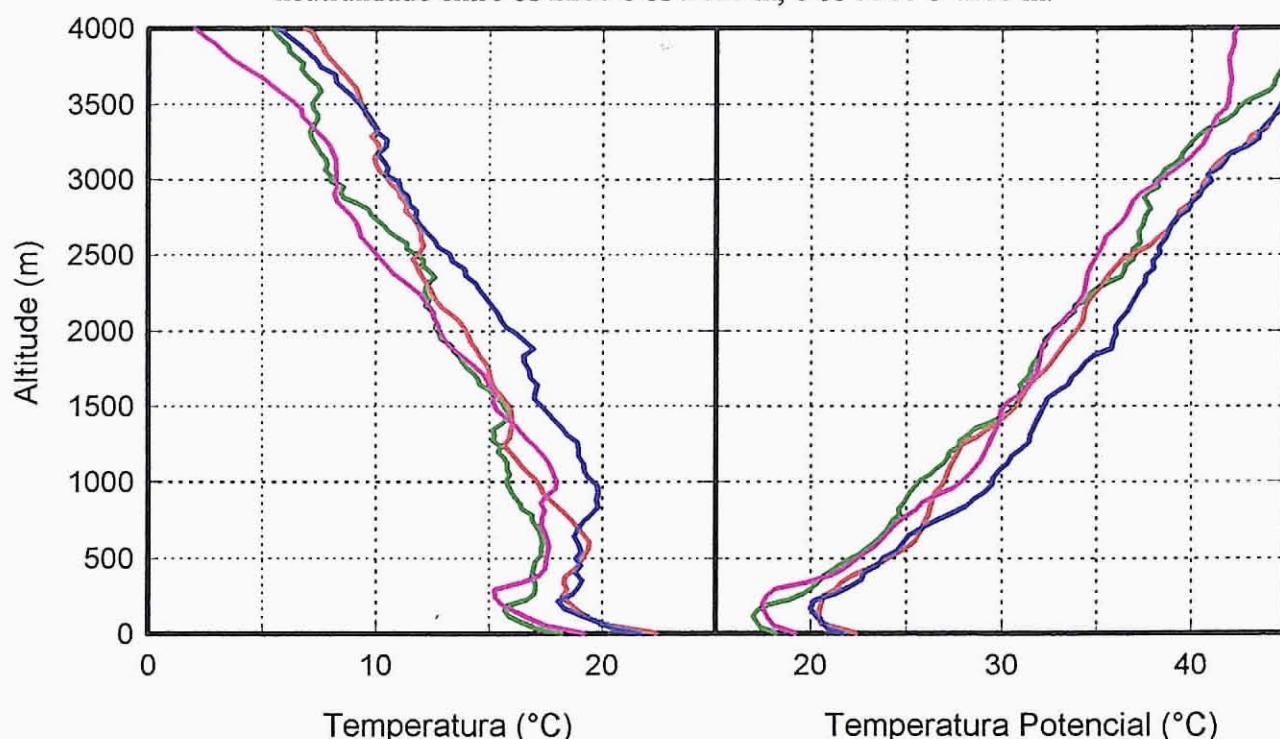


Figura A-16 Perfis de temperatura medidos através de radio-sondagem em Aveiro a 4 de Setembro de 1992.

Aveiro - sondagem vertical de temperatura

5. Setembro. 1992 - Foram lançadas 3 radiossondagens. Os perfis são muito semelhantes, excepto a partir dos 2200 m, onde se verifica um arrefecimento gradual de 4 °C ao longo do dia.

- 11:30** - temperatura ao nível do solo = 22,6 °C. Camada instável até aos 250 m, seguida de inversão de 2,5 °C. Entre os 300 e 950 m a atmosfera é quase isotérmica. Atmosfera estável com uma camada neutra entre 4000 e 4500 m.
- 15:35** - temperatura ao nível do solo = 21,9 °C. Perfil bastante semelhante ao descrito anteriormente, embora se observem camadas neutras entre 2300 e 2700 m, e entre 4000 e 4500 m.
- 18:34** - temperatura ao nível do solo = 19,9 °C. A instabilidade superficial reduziu-se formando-se uma camada neutra até aos 250 m, sobre a qual surge uma inversão de 3,5 °C até aos 600 m. O perfil mantém-se estável até aos 4000 m onde se observa uma camada neutra de 500 m de espessura.

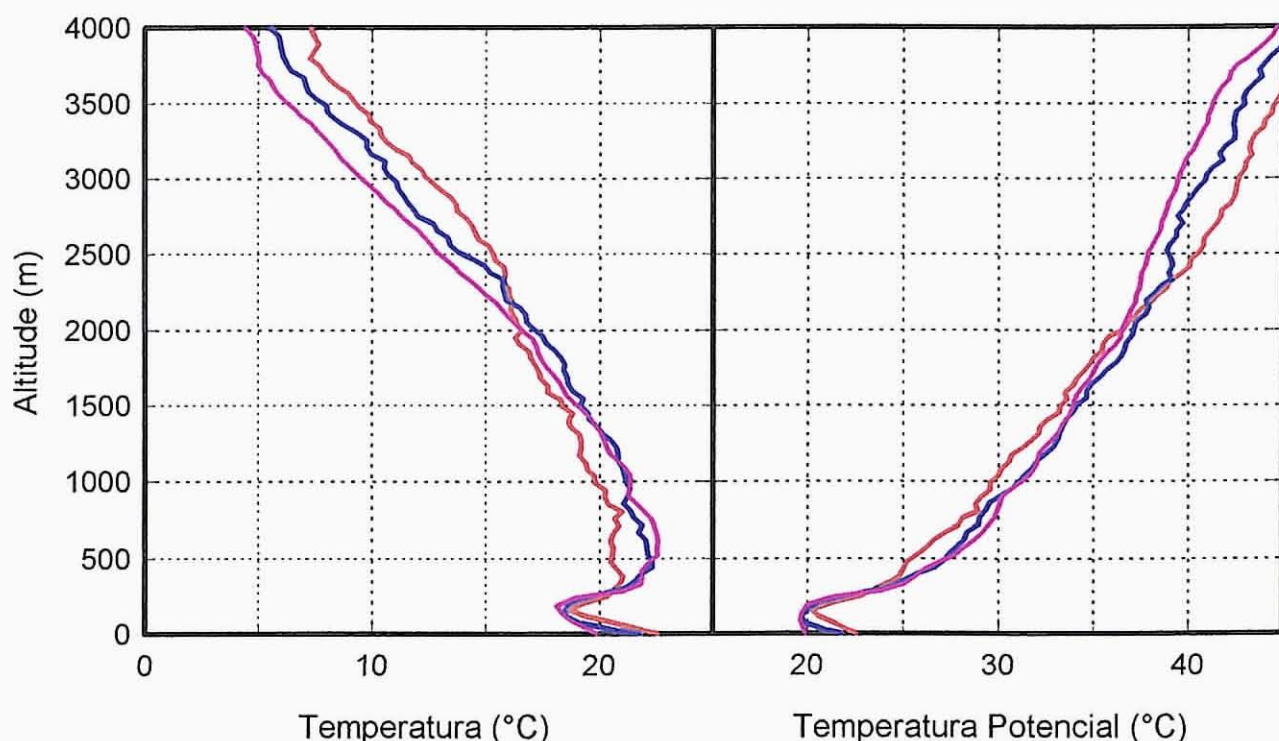


Figura A-17 Perfis de temperatura medidos através de radio-sondagem em Aveiro a 5 de Setembro de 1992.

Aveiro - sondagem vertical de temperatura

6. Setembro. 1992 - Dois lançamentos que apresentam pequenas oscilações de temperatura a partir dos 2000 m de altitude, que originam camadas instáveis de 100 m de espessura.

11:58 - temperatura ao nível do solo = 21,5 °C. Camada neutra desenvolvida até aos 400 m com instabilidade superficial. Entre os 400 e os 1000 m forma-se uma inversão térmica de 3,5 °C. Observa-se uma camada praticamente neutra entre os 1300 e 1500 m de altitude.

15:45 - a atmosfera manteve-se inalterada até aos 400 m. Entre os 500 e 1300 m verifica-se um arrefecimento de 3-4 °C relativamente à sondagem anterior.

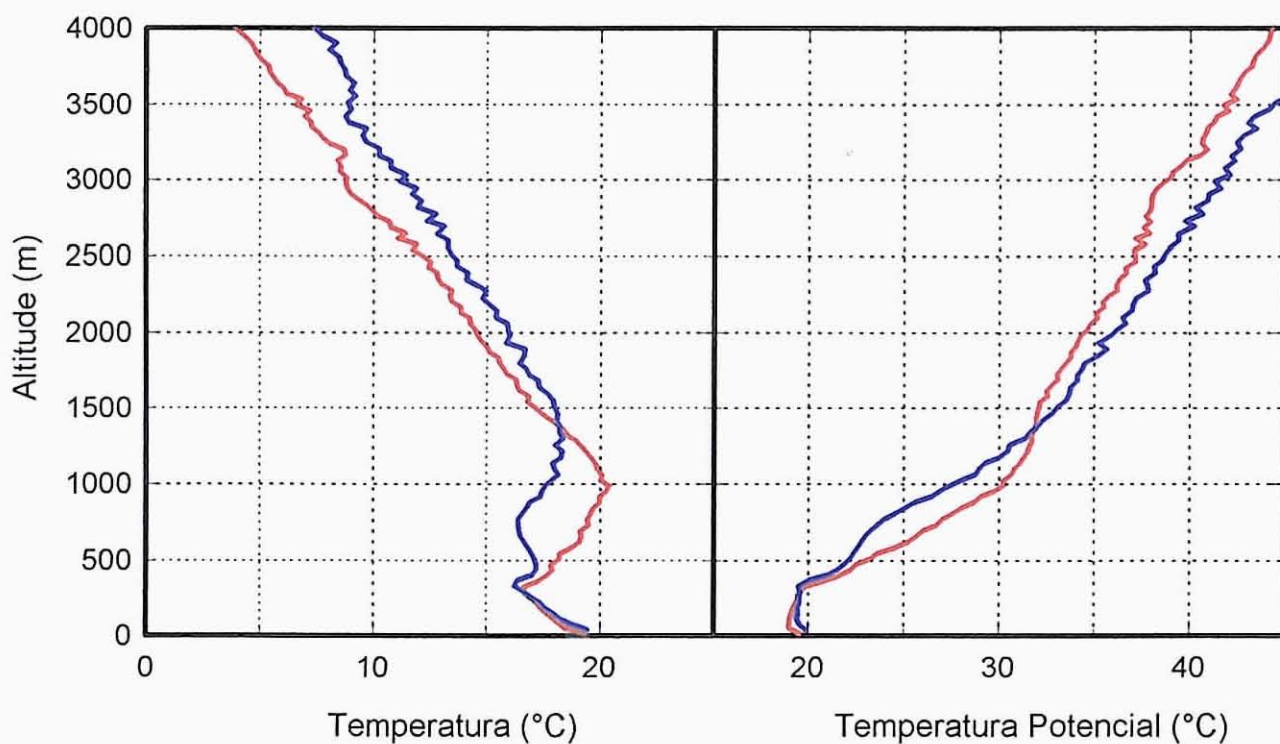


Figura A-18 Perfis de temperatura medidos através de radio-sondagem em Aveiro a 6 de Setembro de 1992.

Aveiro - sondagem vertical de vento

1. Setembro. 1992 - Efectuaram-se 3 radiossondagens. A partir dos 3500 m o escoamento é de W- WSW.

- 11:33** - existe uma camada superficial até aos 250 m, de vento NW com velocidade entre 4 e 5 m.s^{-1} . Entre os 600 e os 1500 m o vento é fraco com direcção predominante NE-E. A partir dos 2000 m, o vento retorna ao sector Oeste mas com velocidades muito baixas.
- 15:48** - a estrutura da baixa troposfera é semelhante à das 11:33 embora seja mais nitida a existência de 3 camadas distintas. A camada mais baixa com direcção NNW, expandiu-se até aos 700 m de altura, com uma intensidade de 4-6 m.s^{-1} . Nota-se uma camada bem marcada entre 1000 e 2000 m de direcção SE. Finalmente, a partir dos 2400 m, existe uma camada de W com velocidade entre 4 e 5 m.s^{-1} .
- 18:30** - mantém-se a mesma estrutura. A camada mais superficial de NNW desenvolve-se até aos 800 m com velocidade máxima de 7 m.s^{-1} . Junto ao solo, a direcção do vento rodou para Norte. Entre 1000 e 1800 m, o vento apresenta algumas flutuações, com direcção predominante do sector Sul. A partir dos 2300 m, apresenta-se uma camada de vento S-SW.

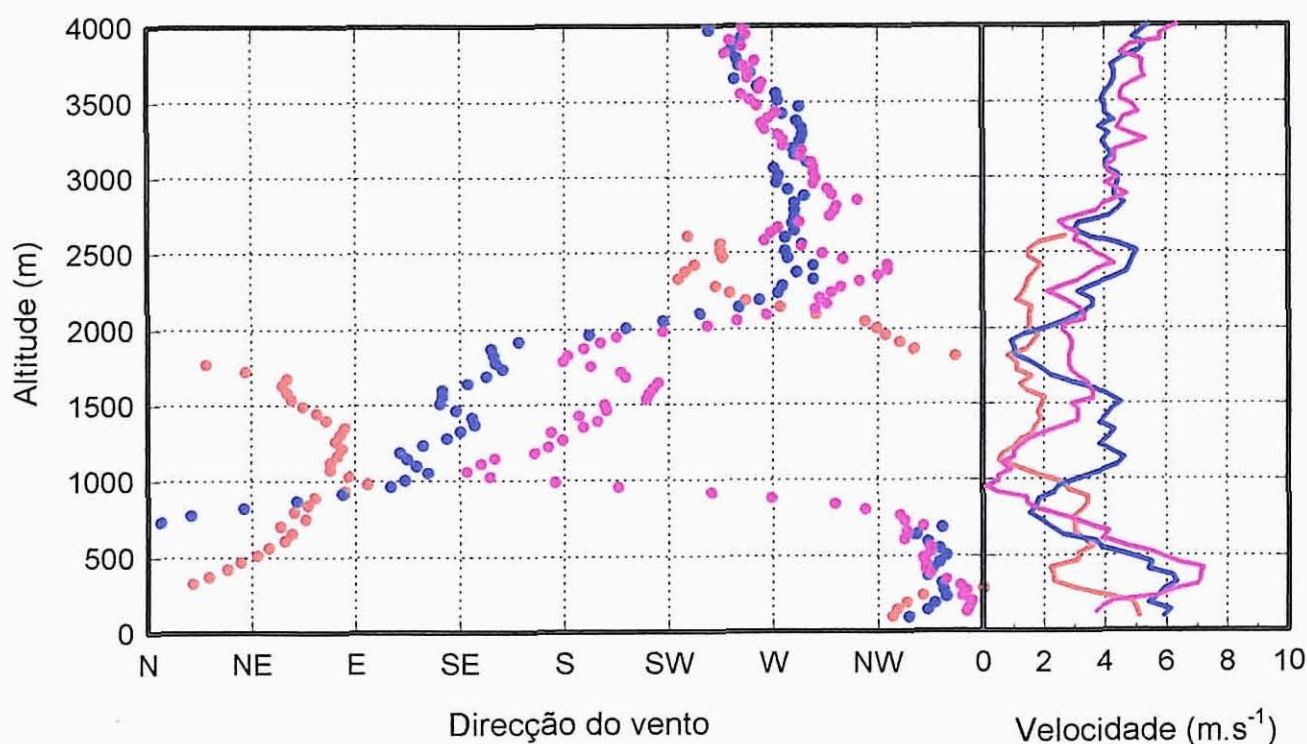


Figura A-19 Perfis de vento medidos através de balão-piloto em Aveiro a 1 de Setembro de 1992.

Aveiro - sondagem vertical de vento

2. Setembro. 1992 - Existe informação relativa a 4 sondagens. A partir dos 3000 m não ocorrem grandes variações ao longo do dia, apresentando-se o vento de WNW. Ao longo do dia, observa-se uma rotação de NW para W, sobretudo na camada de 1300 a 2500 m de altitude.

8:50 - na camada mais superficial até aos 300 m, verifica-se vento do sector NE, Esta camada superficial apresenta intensidades entre 2 e 4 m.s^{-1} . Até aos 1000 m observam-se algumas flutuações de direcção entre N e NW, embora a velocidade se fixe em 5 m.s^{-1} . Após uma camada de transição, entre os 1200 e 1500 m, com vento fraco, a intensidade do vento cresce em altitude.

11:30 - o vento superficial de leste da sondagem anterior foi suprimido. Pelo contrário, a camada mais superficial apresenta uma direcção de NW. Conjugando o perfil vertical de direcção e intensidade do vento, observa-se uma camada bem definida até aos 600 m de altitude com direcção NW-N e intensidade de 4 m.s^{-1} . Após esta camada, até cerca dos 1500 m, o vento mantém-se de NW com pequenas flutuações e velocidade de 7-8 m.s^{-1} .

15:30 - existe uma camada de 300 m de espessura com vento de direcção NW e velocidade de 5 m.s^{-1} . A direcção do vento roda ligeiramente para Norte em altitude, atingindo uma intensidade máxima de 8 m.s^{-1} aos 1000 m. A partir dos 1200 m a intensidade do vento reduz-se e ocorre uma transição para WNW.

18:26 - a camada de NNW expandiu-se até aos 1250 m com velocidades de 7-8 m.s^{-1} . A camada mais próxima do solo apresenta velocidades mais baixas e direcção de Oeste. A partir dos 1500 m observa-se um escoamento, provavelmente sinóptico, de forte intensidade e direcção WNW.

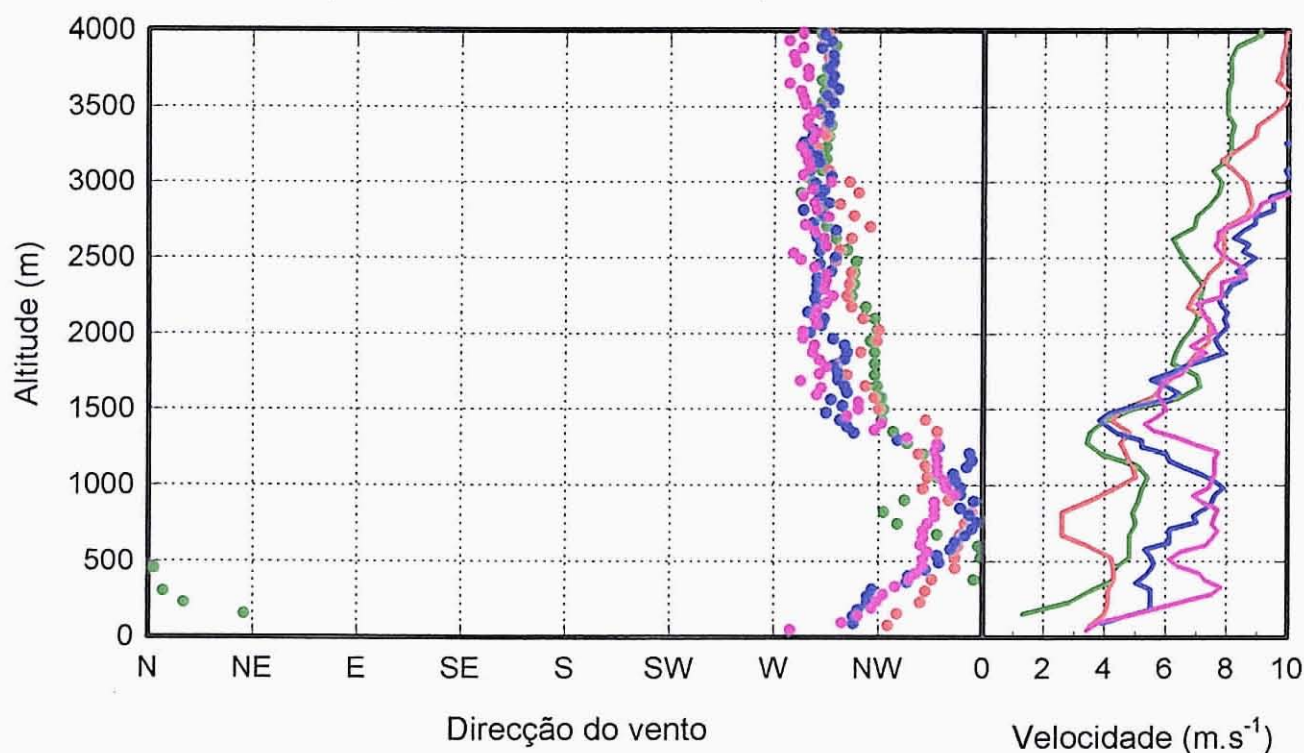


Figura A-20 Perfis de vento medidos através de balão-piloto em Aveiro a 2 de Setembro de 1992.

Aveiro - sondagem vertical de vento

3.Setembro.1992 - Nas 3 radiossondagens realizadas, o vento é de W-NW, a partir dos 2300 m.

- 11:40** - esta sondagem evidencia a existência de 3 camadas distintas na baixa troposfera. Da superfície até aos 450 m, observa-se uma camada de vento NNW com intensidade máxima de 6 m.s^{-1} aos 200 m de altitude. Entre os 500 e os 1000 m, o vento é de E-NE, com intensidade de cerca $3\text{-}5 \text{ m.s}^{-1}$. Observa-se uma camada com vento do sector Norte que se expande dos 1000 aos 2000 m de altitude.
- 15:30** - a camada superficial de NNW atingiu os 700 m. A velocidade máxima de 9 m.s^{-1} é registada entre os 200 e 400 m de altitude. A camada do quadrante Leste reduziu-se significativamente, observando-se entre os 750 e os 1200 m, uma zona com vento NNE e velocidade de 4 m.s^{-1} . A partir dos 1200 m, o vento mantém a mesma intensidade, rodando até aos 2300 m para Oeste.
- 18:20** - às 18:20, a camada superficial de NNW mantém a mesma espessura, embora se verifique uma intensificação da velocidade do vento (valor máximo de 11 m.s^{-1}). A partir dos 800 m a direcção de vento mantém-se praticamente inalterada relativamente à camada mais superficial, embora com velocidades mais baixas (4 m.s^{-1}).

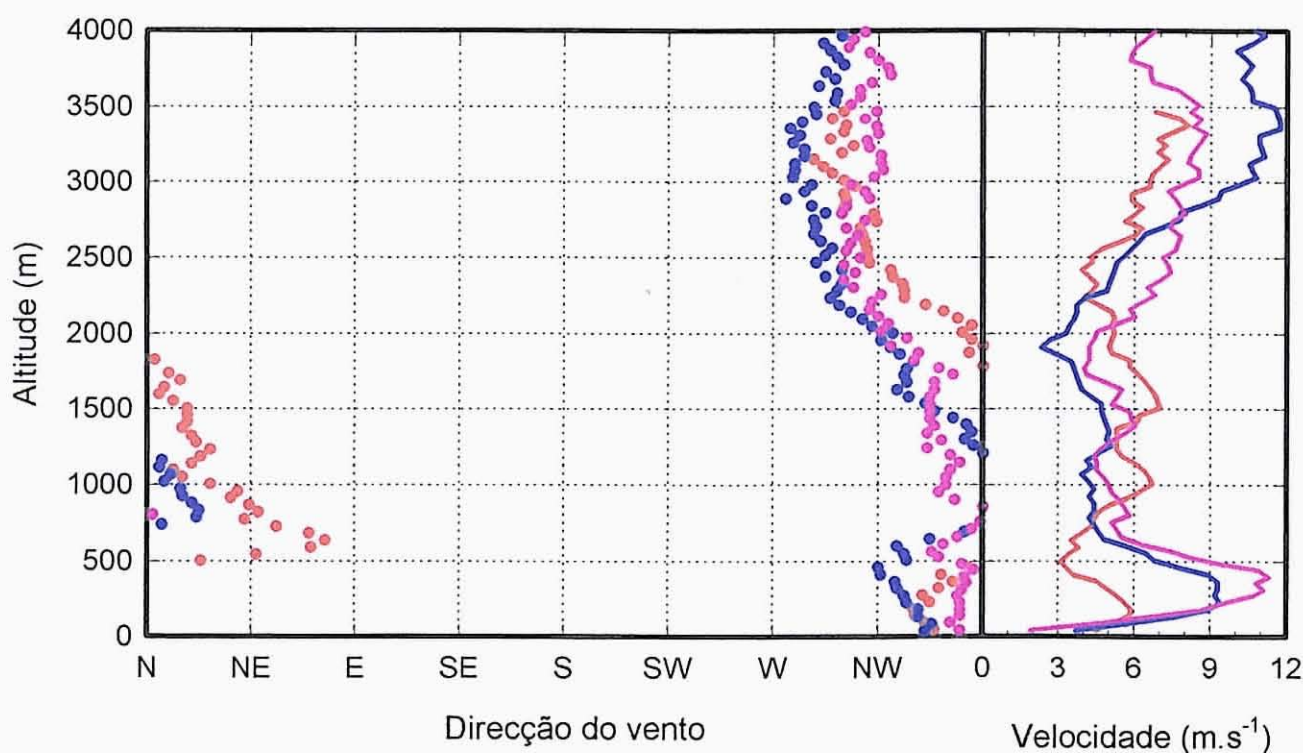


Figura A-21 Perfis de vento medidos através de balão-piloto em Aveiro a 3 de Setembro de 1992.

Aveiro - sondagem vertical de vento

4. Setembro. 1992 - Neste dia efectuaram-se 4 sondagens de vento. O balão lançado às 18:23 perdeu-se aos 225 m. Não ocorrem grandes variações de vento ao longo do dia com o vento a flutuar à volta de NNE e NNW em todo o perfil.

- 8:32 - até aos 1500 m de altitude o vento é de Norte. Existe uma camada de vento forte (10 m.s^{-1}) bem definida entre os 500 e 1000 m. A partir dos 1500 m o vento roda ligeiramente para NW.
- 11:20 - distingue-se uma camada superficial de direcção NNW até aos 300 m com velocidade de 6 m.s^{-1} . Entre 500 e 1000 m, o vento é de NNE, sobrepondo-se uma camada de vento N que se desenvolve até aos 3000 m.
- 15:25 - a camada superficial de vento NNW atinge os 750 m de altitude com uma velocidade máxima de 11 m.s^{-1} , a cerca de 400 m do solo. Entre 800 e 2500 o vento é de Norte, paralelo à costa.

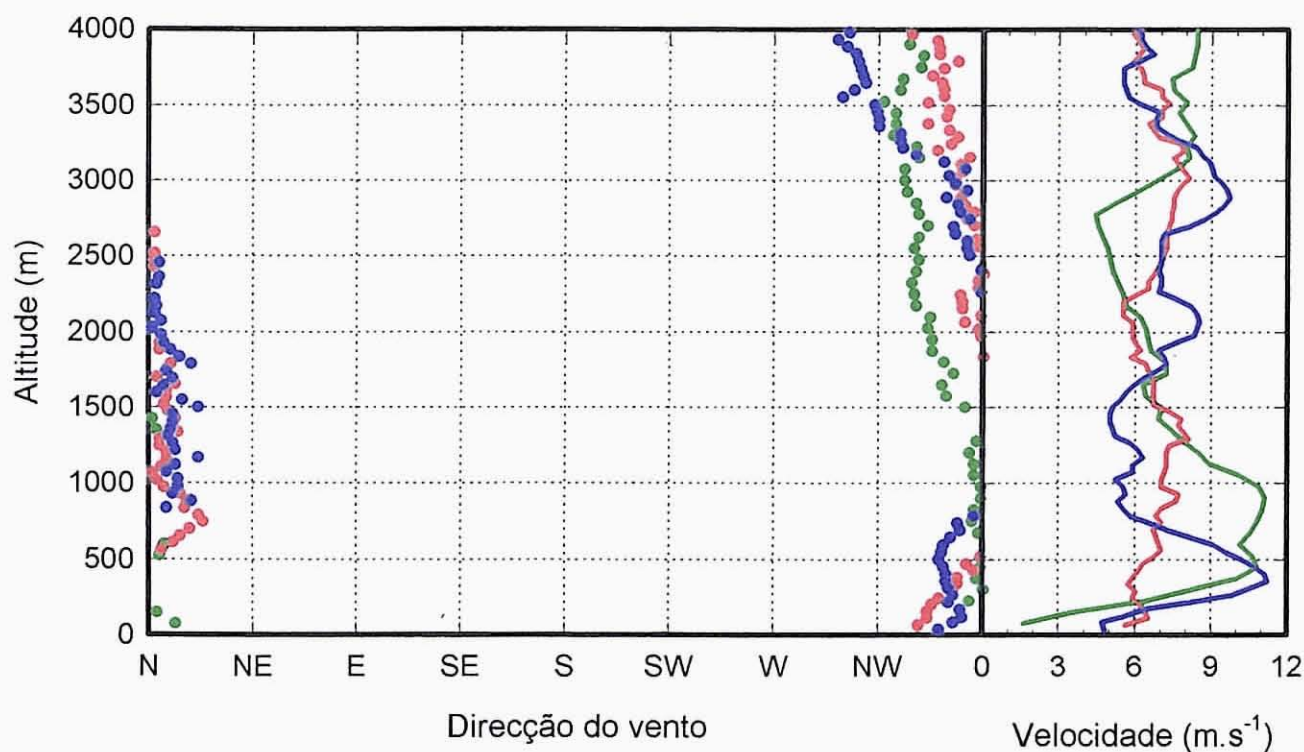


Figura A-22 Perfis de vento medidos através de balão-piloto em Aveiro a 4 de Setembro de 1992.

Aveiro -sondagem vertical de vento

5. Setembro. 1992 - Os 3 perfis realizados neste dia revelam várias camadas que variam até aos 3000 m. A partir desta altitude o vento é de Oeste.

- 11:30** - existe uma camada superficial muito baixa (até aos 200 m) de vento NW e velocidade máxima de 3 m.s^{-1} junto ao solo. Entre os 700 e 2000 m o vento é do quadrante Leste. A esta camada sobrepõe-se uma outra de N-NW até aos 3300 m.
- 15:30** - a camada superficial de NNW atinge os 750 m, intensificando-se a velocidade até 8 m.s^{-1} aos 300 m de altitude. Observa-se uma camada de Este, muito bem definida, entre 1000 e 1600 m, com velocidades mais baixas, entre 1 e 4 m.s^{-1} . Entre 2000 e 3000 m mantém-se uma camada onde se observam algumas flutuações de direcção à volta do Norte.
- 18:34** - a camada superficial expandiu-se até aos 1400 m, com uma velocidade máxima de 10 m.s^{-1} a 350 m de altitude. Entre os 1600 e 2000 m observa-se uma pequena camada de vento de NE que se prolonga até aos 3000 m, embora se verifique uma rotação para Norte.

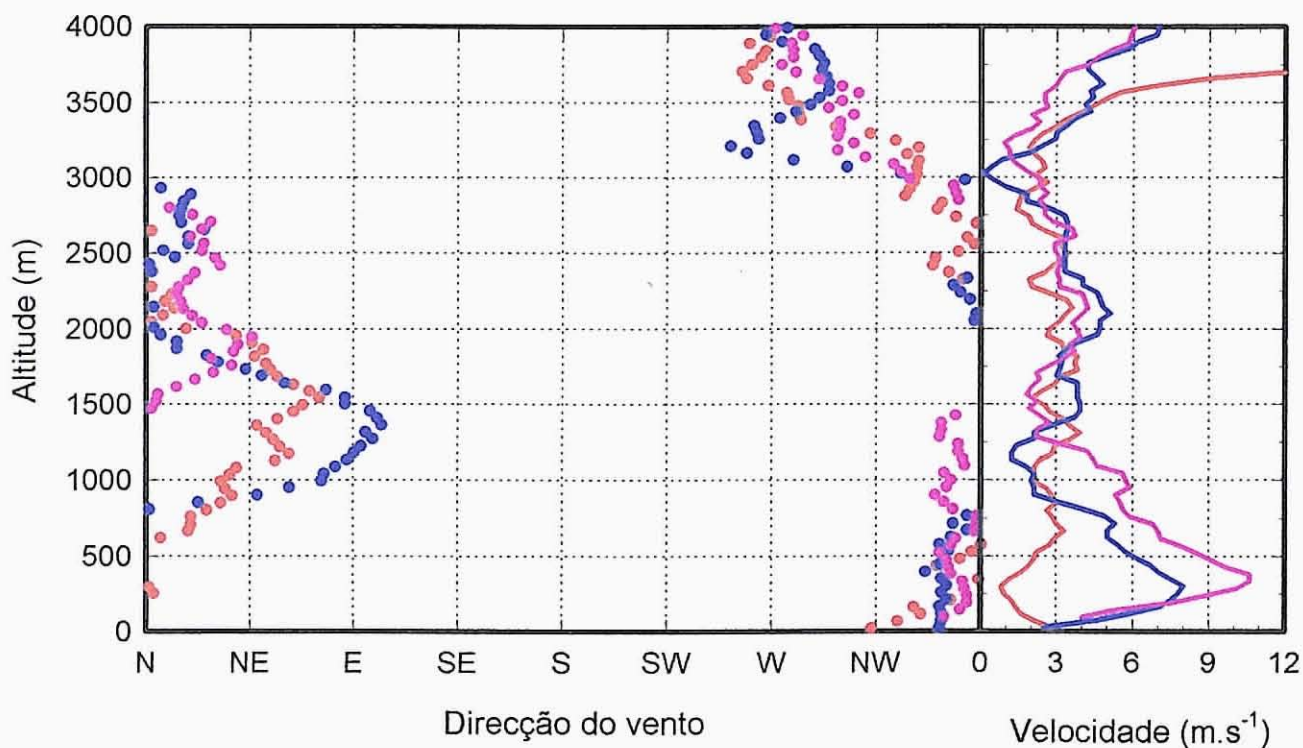


Figura A-23 Perfis de vento medidos através de balão-piloto em Aveiro a 5 de Setembro de 1992.

Aveiro - sondagem vertical de vento

6. Setembro. 1992 - Efectuaram-se 3 radiossondagens. A partir dos 3500-4000 m observa-se um escoamento de WSW.

- 11:58** - dada a grande homogeneidade do perfil de vento, torna-se difícil distinguir estruturas bem definidas nas camadas inferiores a 3000 m. No entanto, e tendo em conta o perfil da intensidade de vento, parece existir, uma camada de vento NW forte ($6-7 \text{ m.s}^{-1}$). A esta camada sobrepõe-se uma outra até aos 3000 m de vento mais fraco e direcção NW.
- 15:45** - a camada de vento mais forte de NNW-NW, atingiu os 1200 m de espessura, com uma velocidade máxima de 13 m.s^{-1} aos 700 m de altitude.
- 18:10** - o perfil é muito semelhante ao anterior, exceptuando uma zona entre 1700 e 2200 m em que surge uma circulação forte de WSW.

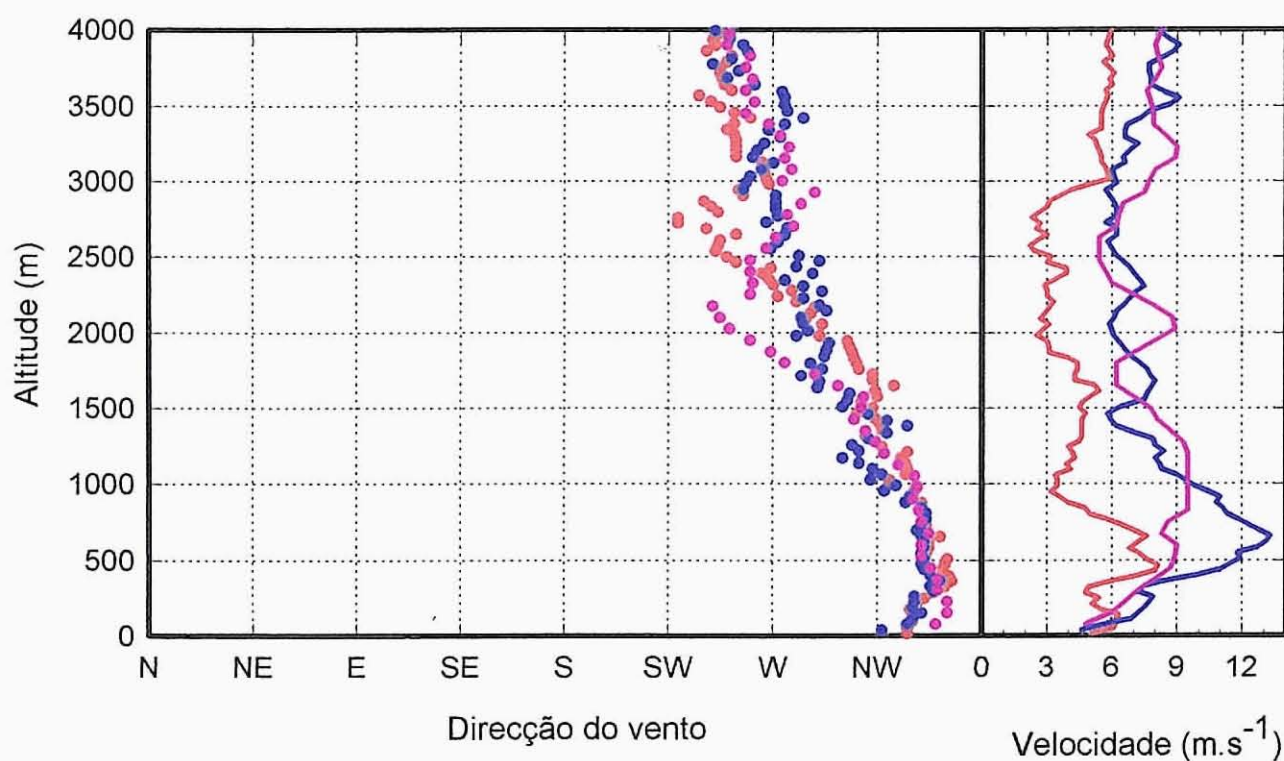


Figura A-24 Perfis de vento medidos através de balão-piloto em Aveiro a 6 de Setembro de 1992.

Aveiro - SODAR

1. Setembro 1992 - a análise dos dados de direcção e intensidade do vento adquiridos pelo SODAR instalado no Campus Universitário em Aveiro, revela a existência de três períodos distintos. Das 0 às 4 horas da manhã, o vento é bastante uniforme apresentando-se de Norte com $3-4 \text{ m.s}^{-1}$ em toda a camada limite. A partir das 3 h nota-se que o nível mais próximo do solo (75 m) apresenta uma ligeira rotação para NE. A rotação para leste vai crescendo em altitude; às 5 h o vento à superfície é declaradamente de leste, com velocidades muito baixas, e o efeito superficial deverá atingir os 175-200 m de altitude. Duas horas mais tarde, o vento apresenta-se do quadrante leste em todo o perfil. Esta situação mantém-se até às 9:45, ocorrendo uma intensificação da velocidade do vento que atinge valores máximos de $6-8 \text{ m.s}^{-1}$, a partir dos 300 m de altitude. Entre as 10 e as 11 h verifica-se uma rotação brusca do vento para NW; a partir dos 300 m de altitude o vento mantém uma direcção predominante do quadrante leste. A camada superficial de vento NW vai-se espessando e intensificando. A partir das 16 h as medições efectuadas não evidenciam qualquer circulação de leste em altitude. Pelo contrário, é bem patente uma rotação lenta do vento para Norte, ao longo da tarde. Pelas 20-21 horas, o vento é de Norte em toda a camada limite analisada.

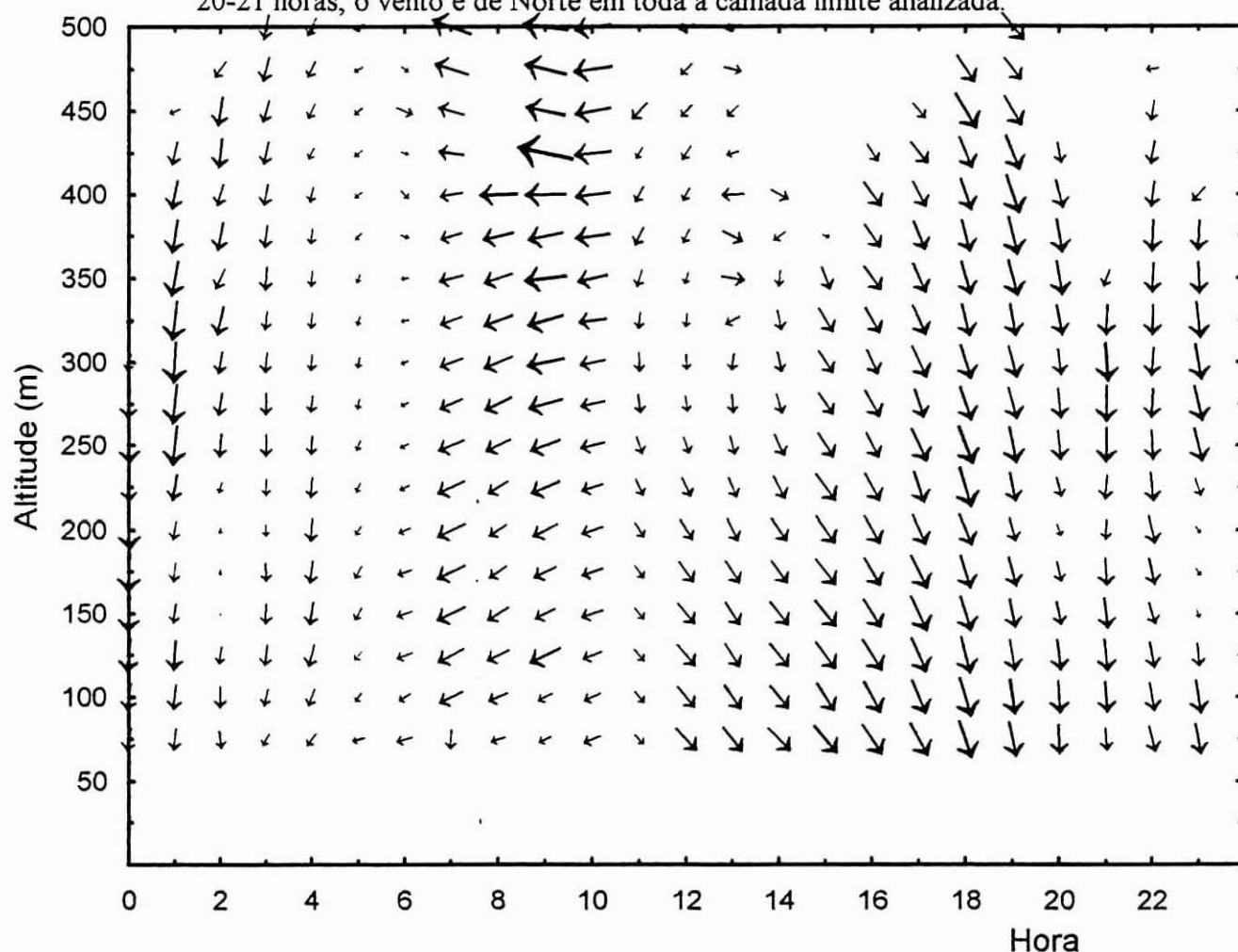


Figura A-25 Evolução do perfil de vento medido com SODAR em Aveiro a 1 de Setembro de 1992.

Aveiro - SODAR

2. Setembro. 1992 - os dados adquiridos pelo SODAR permitem distinguir um ciclo de brisa de terra - brisa de mar. Até às 3 h a baixa troposfera é caracterizada pela existência de um escoamento de NNW com intensidade da ordem de $5-7 \text{ m.s}^{-1}$, a partir dos 200 m. A partir das 3 h forma-se um escoamento de NE, de fraca intensidade, que se inicia junto ao solo, expandindo-se gradualmente até aos 250 m, às 8 h; entretanto, as camadas mais elevadas mantêm uma direcção de escoamento N-NW. Entre as 9 e as 10 h dá-se uma rotação do vento superficial para NW. Este escoamento, com características de brisa de mar, apresenta desde o seu aparecimento uma espessura superior a 300 m. A brisa vai-se intensificando ao longo da tarde, atingindo uma velocidade máxima às 18 h, de cerca 5 m.s^{-1} . A partir das 21 h ocorre a formação de uma camada com vento NE, de baixa espessura (150 m) junto ao solo.

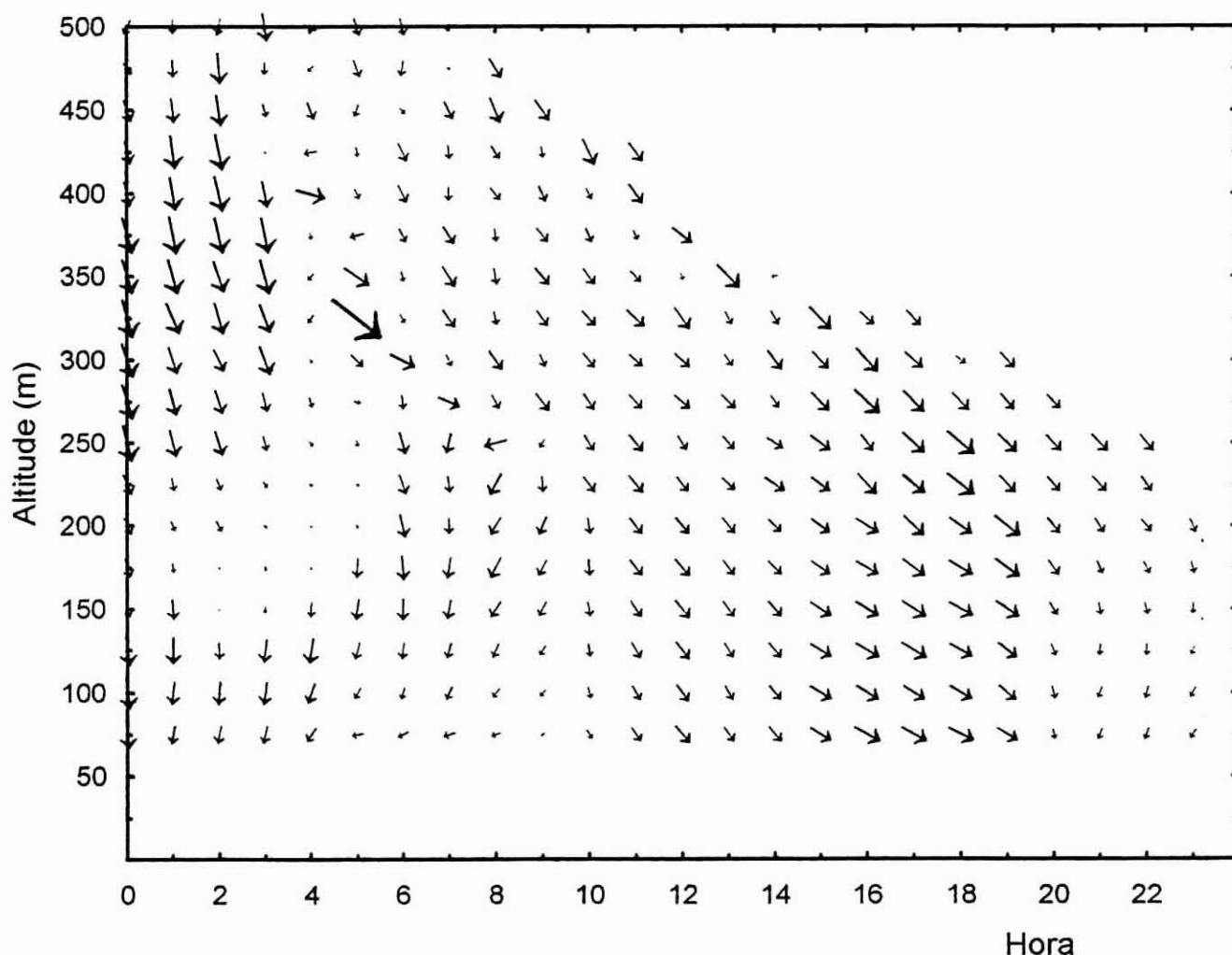


Figura A-26 Evolução do perfil de vento medido com SODAR em Aveiro a 2 de Setembro de 1992.

Aveiro - SODAR

3. Setembro. 1992 - a brisa de terra que se formou no início da noite anterior perdura até às 4 horas da manhã, embora com intensidade muito fraca e limitada a 125-150 m junto ao solo. Entre as 4 e as 9 h, o vento junto ao solo é praticamente nulo. A partir dos 200 m observa-se um escoamento de NNW. A brisa marinha afecta as medições, a partir das 10 horas, tendo uma espessura inicial de cerca 300 m e uma intensidade de 2 m.s^{-1} . Esta camada vai aumentando de espessura, atingindo os 500 m (altura máxima da medição) por volta das 16 horas. Ao longo da tarde observa-se uma ligeira rotação para Norte da brisa, assim como, um aumento da velocidade do vento que atinge valores próximos de 10 m.s^{-1} no fim da tarde a 300-400 m de altitude.

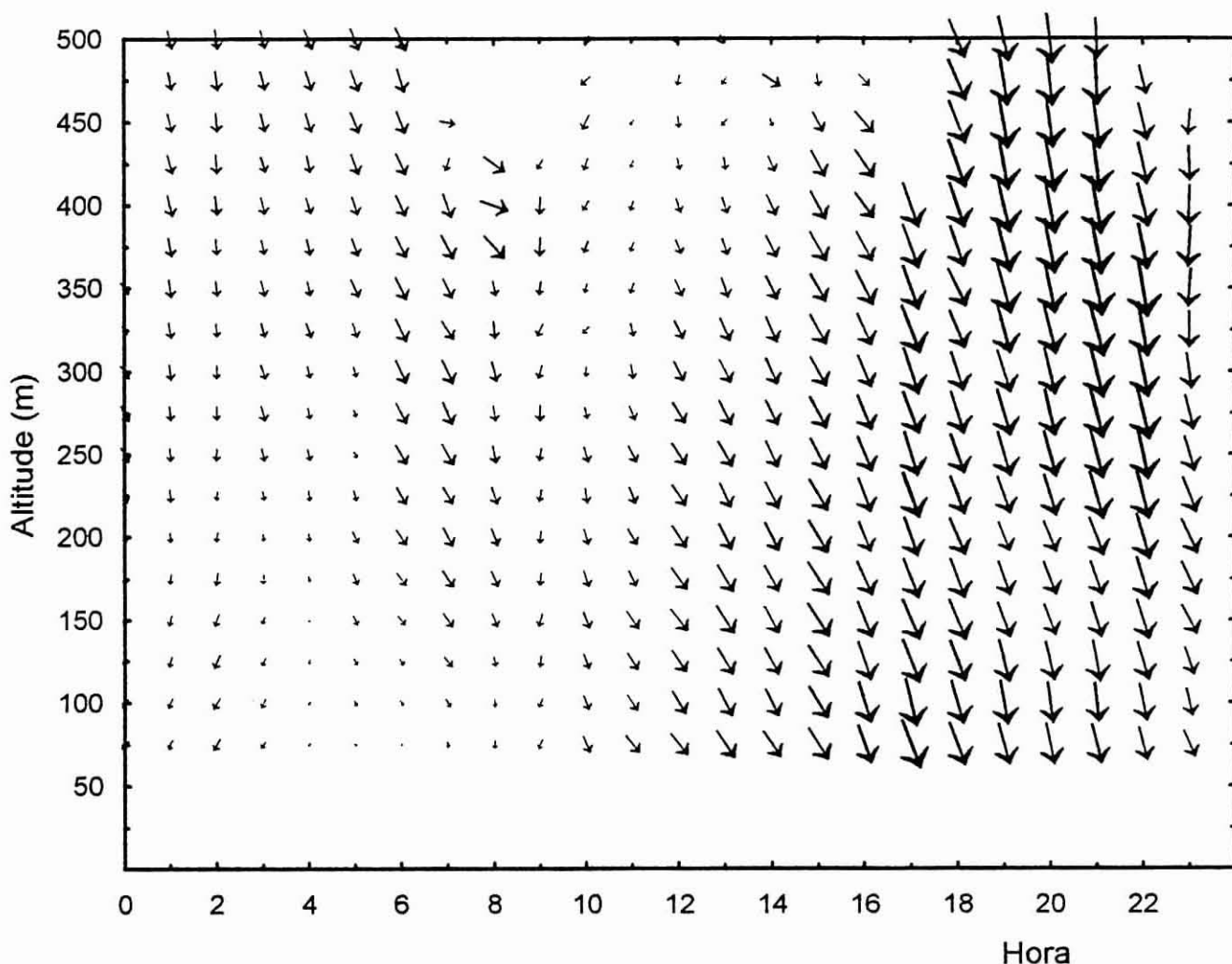


Figura A-27 Evolução do perfil de vento medido com SODAR em Aveiro a 3 de Setembro de 1992.

Aveiro - SODAR

4. Setembro. 1992 - ao longo de todo o dia não se observam grandes variações no escoamento atmosférico que ocorre numa camada de 500 m junto ao solo. O vento forte de Norte, registado na noite de 3 de Setembro de 1992, prolonga-se até cerca das 7 horas da manhã do dia seguinte. Entre as 8 e 10 horas, até aos 200 m de altitude, observa-se uma ligeira atenuação da intensidade do vento. A partir das 11 h verifica-se um novo aumento gradual da velocidade do vento. Nos pontos mais próximos do solo observa-se uma rotação de NW para N ao longo da tarde.

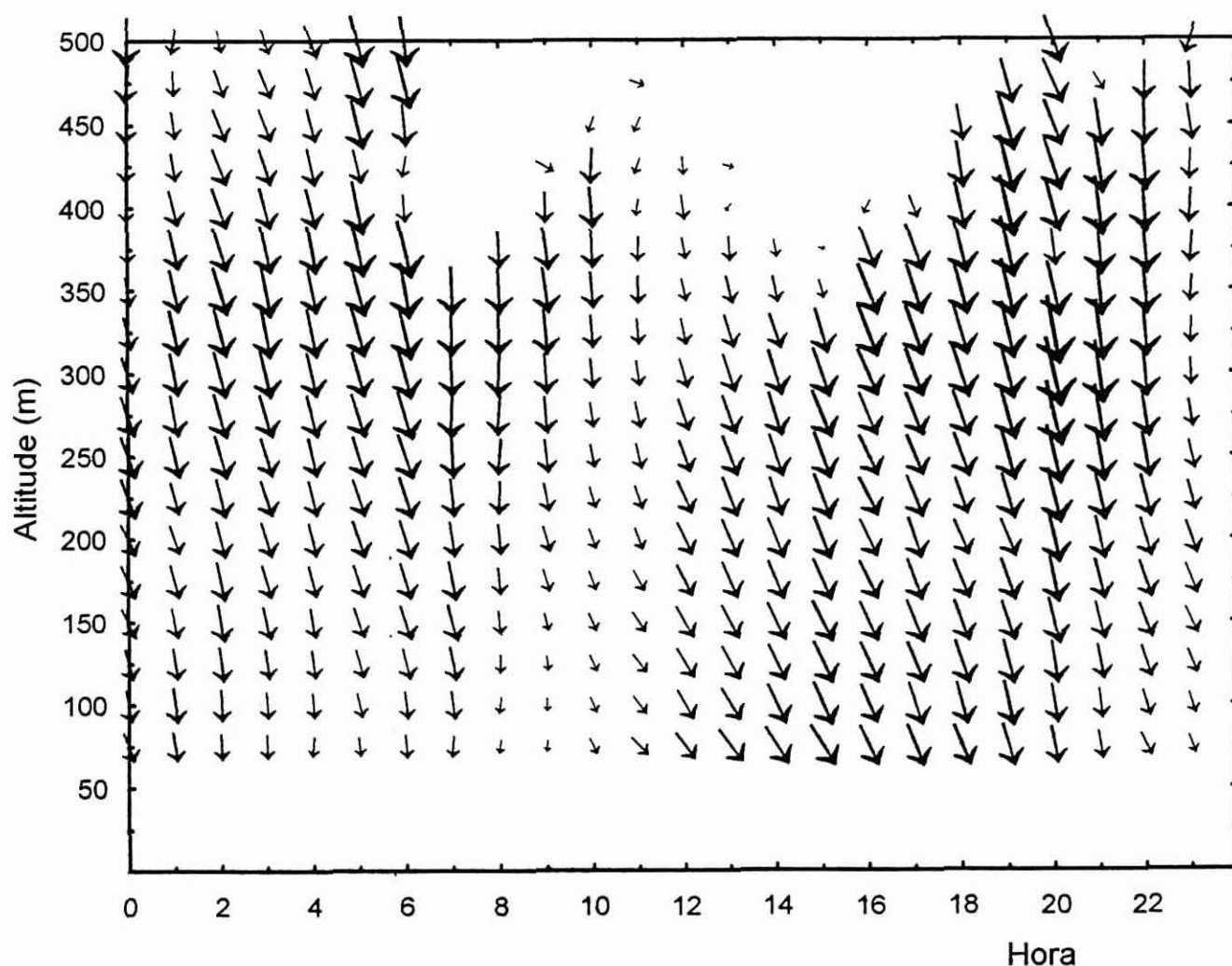


Figura A-28 Evolução do perfil de vento medido com SODAR em Aveiro a 4 de Setembro de 1992.

Aveiro - SODAR

5. Setembro. 1992 - durante a madrugada, até aos 200 m de altitude, observa-se a ocorrência de vento muito fraco, praticamente nulo. Entre as 0 e as 3 horas da manhã, forma-se uma brisa de terra muito fraca (1 m.s^{-1}) que atinge cerca de 250 m de espessura, no máximo da sua extensão; em altitude o vento é de Norte. A brisa de terra desaparece às 4 h da manhã, sendo substituída por uma camada de 200 m junto ao solo sem vento. A partir das 10 h, o vento roda para NW. Também neste dia, a espessura inicial da brisa marinha em Aveiro é de cerca 250 m. O aumento da espessura da brisa não é gradual, observando-se uma interferência a 400 m de altitude entre as 14 e as 15 horas. Ao fim da tarde, observa-se a partir dos 200 m, vento de Norte com velocidade superior a 10 m.s^{-1} .

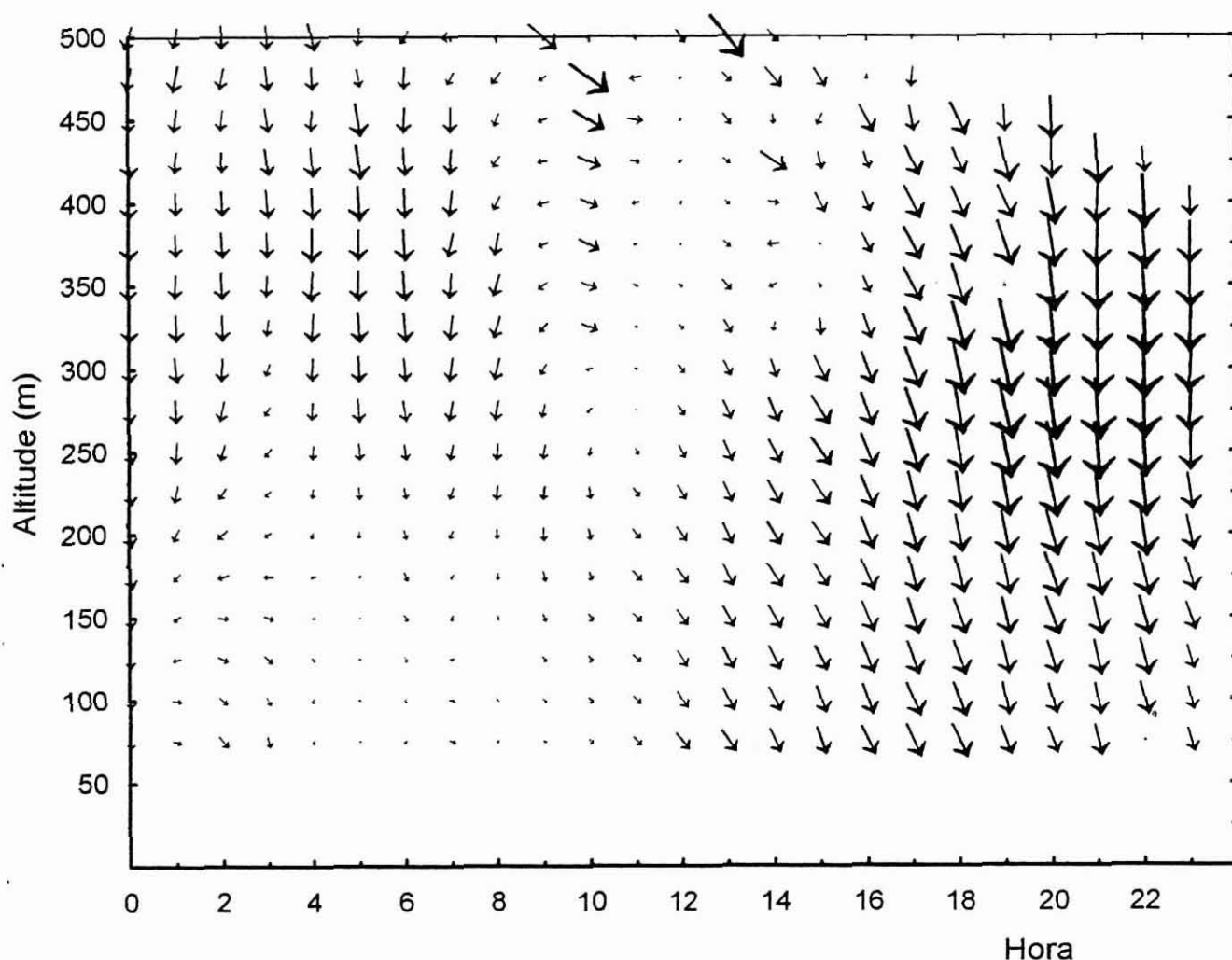


Figura A-29 Evolução do perfil de vento medido com SODAR em Aveiro a 5 de Setembro de 1992.

Aveiro - SODAR

6. Setembro. 1992 - o vento Norte que domina o perfil de vento até aos 500 m de altitude às 0 h, anula-se a partir das 2 horas, nos pontos mais baixos. De facto, entre as 2 e as 10 horas, e até aos 250 m de altitude, o vento é praticamente nulo. Os dados adquiridos às 10:30 mostram vento de NW, desde a superfície até aos 500 m. Estas condições mantêm-se durante toda a tarde, registando-se a intensidade máxima de vento entre as 17 e 18 h. A partir das 20 h, a velocidade do vento, sobretudo nos níveis mais inferiores, reduz-se de intensidade.

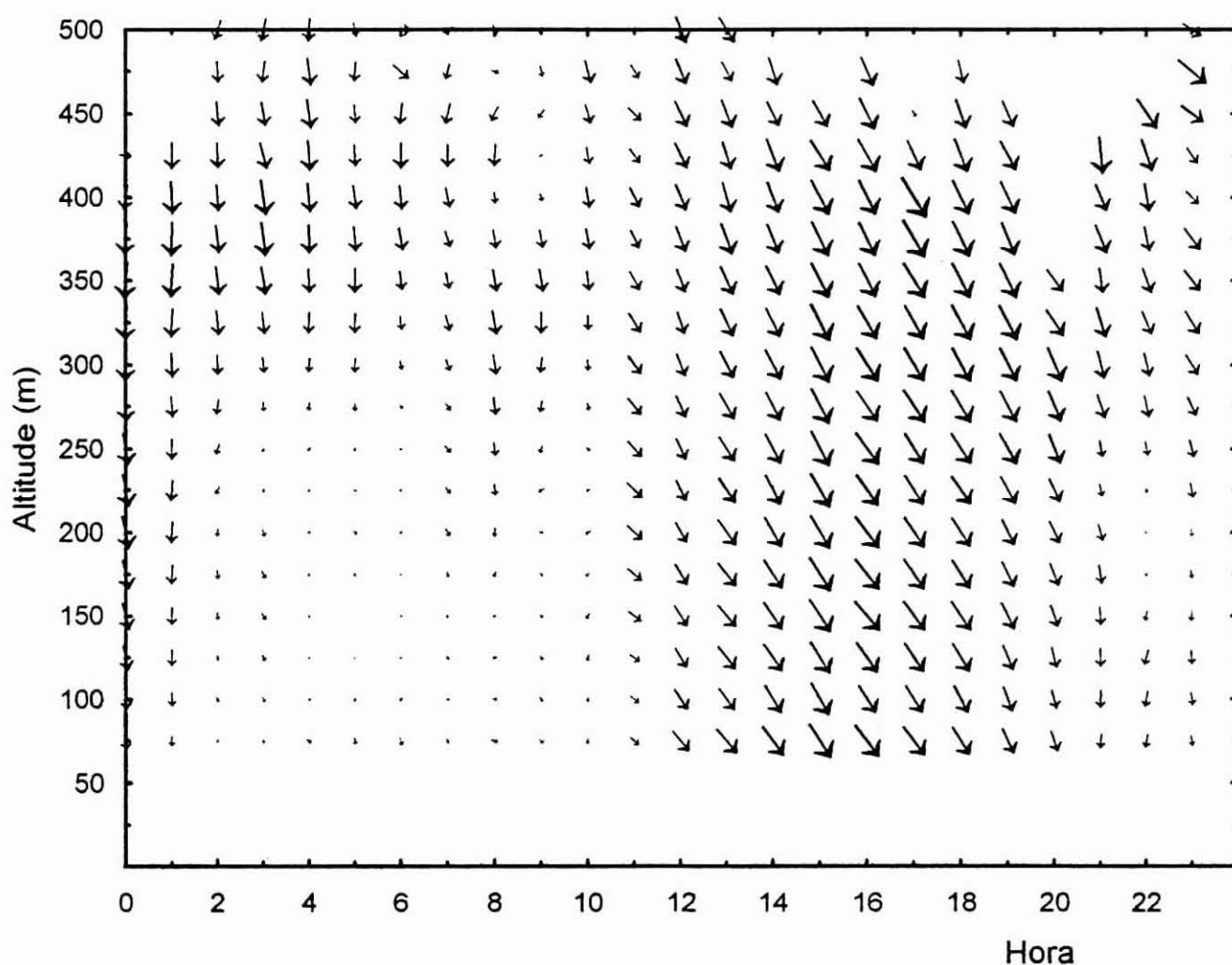


Figura A-30 Evolução do perfil de vento medido com SODAR em Aveiro a 6 de Setembro de 1992.

Bemposta - Dados superficiais

1. Setembro. 1992 - Durante a madrugada, o vento era fraco ($\leq 1 \text{ m.s}^{-1}$) de NE. Entre as 8 e as 9 horas observa-se a inexistência de vento, após o que se inicia a formação de uma circulação de Oeste. A velocidade do vento aumenta gradualmente durante a manhã, atingindo o valor máximo de 4 m.s^{-1} , às 17 horas. Após este pico, a velocidade do vento reduz-se de novo, fixando-se à volta de $0,5 - 1 \text{ m.s}^{-1}$, a partir das 19 horas, com direcção do sector Norte. Durante a madrugada a temperatura flutua entre 12 e 13 °C. A partir das 6:30, observa-se um aumento gradual de temperatura devido à acção da radiação solar. Este crescimento contínuo é atenuado a partir das 8 h. Observando o registo da humidade relativa (HR), verifica-se que a HR tem uma evolução oposta à da temperatura. Assim, a atenuação da temperatura, é acompanhada da estabilização da HR em valores próximos de 63 %. A temperatura máxima registada na Bemposta foi de 22,3 °C, às 14:09. A partir deste momento a temperatura decresce gradualmente até cerca das 20 h, atingindo os 16 °C. Com o início da noite, o arrefecimento torna-se mais lento. A HR, durante o fim da manhã e a meio da tarde, flutua entre 56 e 63 %. Ao fim da tarde, por volta das 18 h, observa-se um aumento de HR até valores próximos de 80 %.

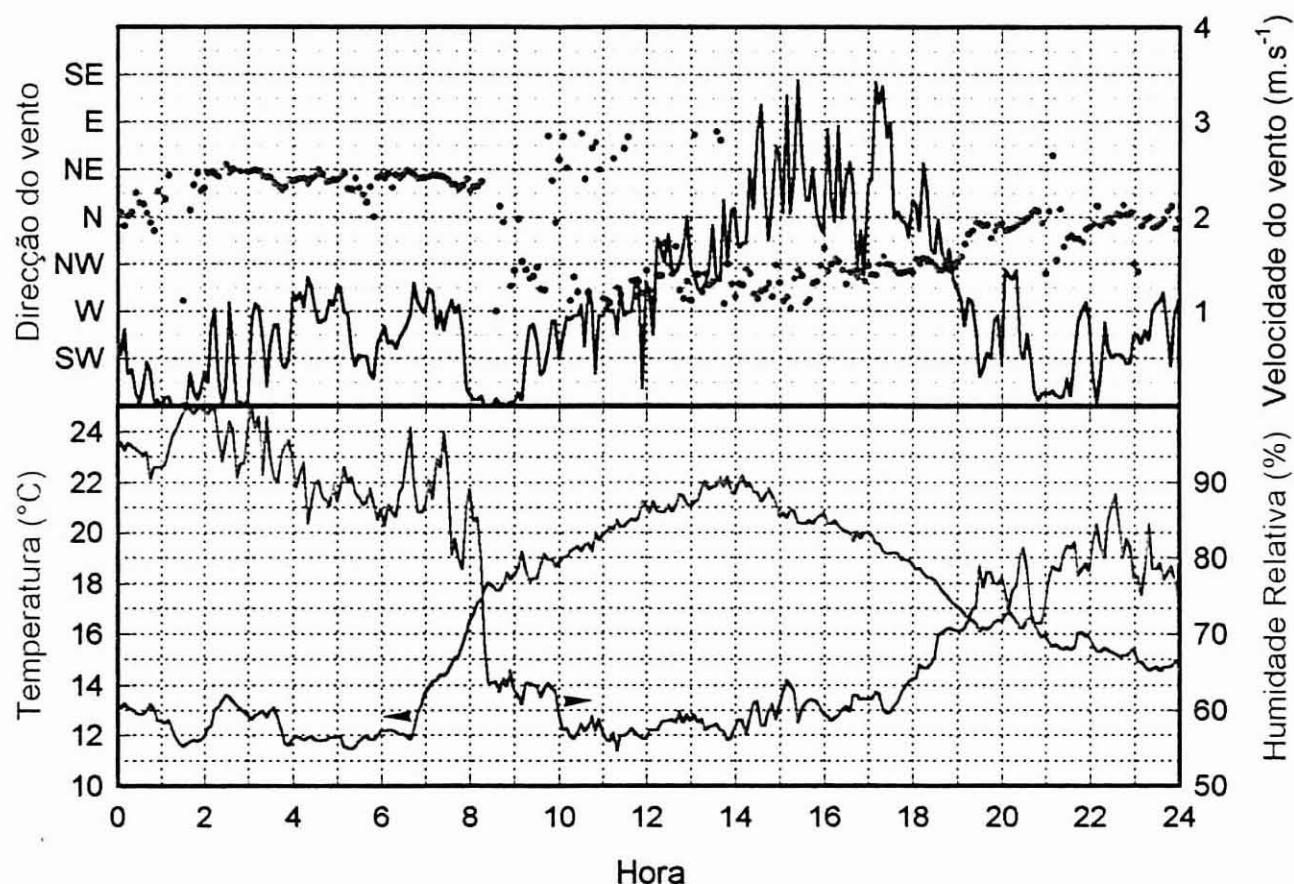


Figura A-31 Dados meteorológicos registados na Bemposta a 1 de Setembro de 1992.

Bemposta - Dados superficiais

2. Setembro. 1992 - Entre as 0 e 8 h do dia 2 de Setembro de 1992, observou-se vento do sector Norte, com velocidades inferiores a 1 m.s^{-1} . A temperatura flutua ligeiramente entre $13,2$ e $14,2$ °C, até cerca das 7 h, enquanto que a HR apresenta maiores flutuações (entre 80 e 95 %). Após um período de mais de 1 hora, em que praticamente não se regista vento, às 9:30 inicia-se a intensificação do vento para $1,5 \text{ m.s}^{-1}$ e sua rotação para WNW. Esta rotação é acompanhada de uma diminuição da temperatura em $0,7$ °C. A temperatura máxima é registada às 14:00, com o valor de $23,9$ °C. Às 14:30, observa-se de novo uma diminuição brusca da temperatura. Neste caso, a temperatura desce $1,2$ °C. Esta diminuição é coincidente com uma intensificação da velocidade do vento para valores de $2,5$ - $3,5 \text{ m.s}^{-1}$ e um aumento da HR de mais de 10 %. Estas condições de vento mantêm-se até ao fim da tarde, quando a temperatura baixa para 18 °C. Às 19 h, a velocidade do vento baixa para valores inferiores a 1 m.s^{-1} . Entre as 20 e 22 h, o vento torna-se praticamente nulo, embora apresente uma direcção predominante de NNE. Estas condições provocam um aumento significativo ($1,3$ °C) da temperatura. Após as 22 h o vento roda para NNW, com certa intensidade, colocando a temperatura de novo a 17 °C.

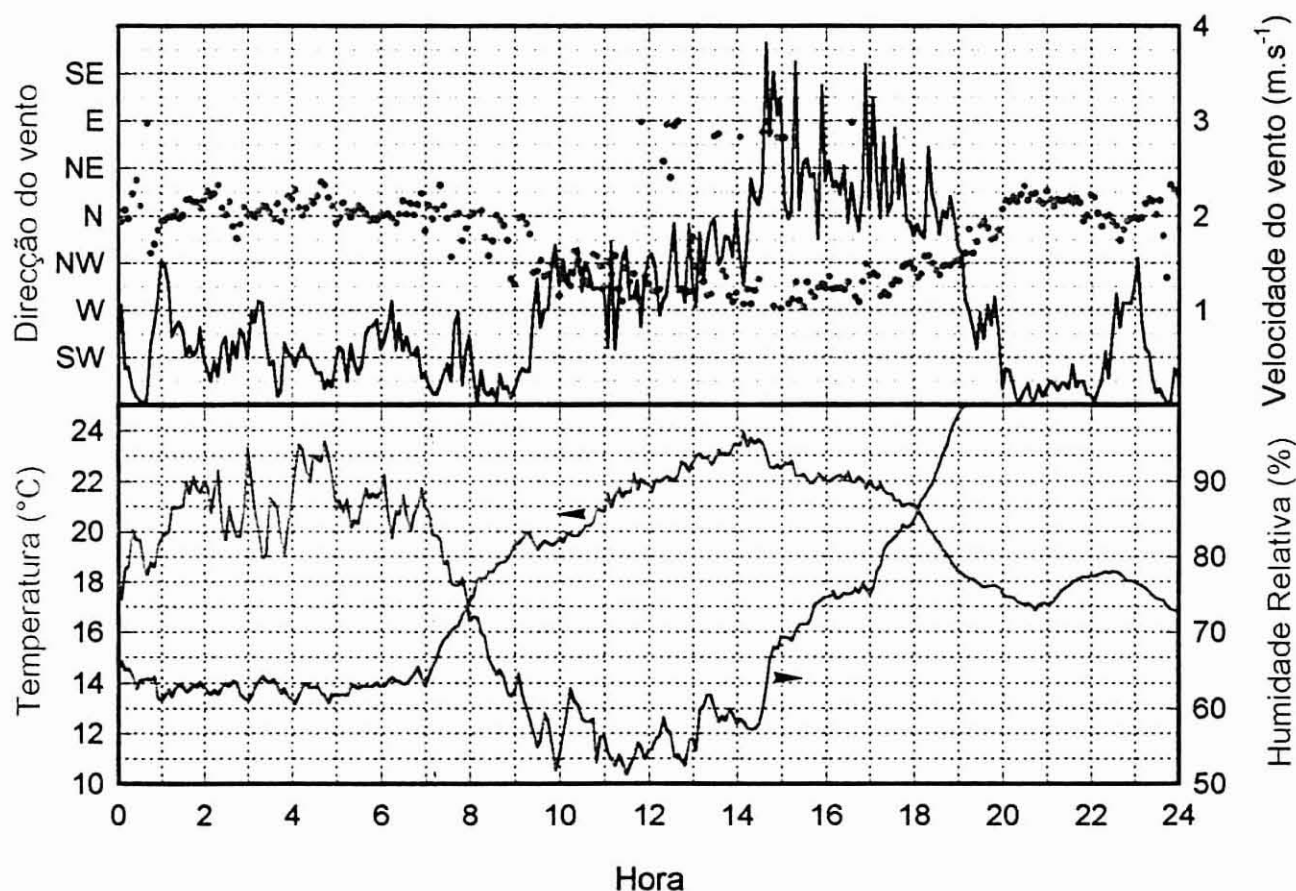


Figura A-32 Dados meteorológicos registados na Bemposta a 2 de Setembro de 1992.

Bemposta - Dados superficiais

3. Setembro. 1992 - A madrugada foi caracterizada por um escoamento superficial de NNE e fraca intensidade. Este escoamento provocou um aquecimento da atmosfera, de $16,9^{\circ}\text{C}$ às 0:00 para $19,0^{\circ}\text{C}$ às 3:24. Este aquecimento apresenta algumas flutuações correspondentes a pequenos períodos de maior intensidade do vento, durante as quais se registam descidas momentâneas da temperatura. A partir das 4 h, a direcção do vento fixa-se no sector NNW, e mais tarde (7 h) no sector NW. A temperatura volta a descer, atingindo um valor mínimo de $17,1^{\circ}\text{C}$, imediatamente antes do nascer do Sol, às 6:20. A partir desse instante a temperatura aumenta gradualmente atingindo um valor máximo de $23,9^{\circ}\text{C}$ às 11:09. Este aumento, não é contínuo, observando-se algumas flutuações de temperatura, acompanhadas de variações significativas de HR. A mais importante destas flutuações, e que poderá corresponder à passagem da frente de brisa costeira, ocorre às 11 h. De facto às 11:20, observa-se um aumento brusco de mais de 10 % de HR. Esta variação é acompanhada de uma descida de temperatura, aumento da velocidade do vento (2 m.s^{-1}) e estabelecimento de uma circulação de Oeste. Durante a tarde, o vento intensifica-se (máximo de $3,9\text{ m.s}^{-1}$ às 17:15), rodando lentamente para NNW. A temperatura mantém-se praticamente estável até às 17 h, flutuando entre 22 e 23°C . A partir das 17 h a temperatura diminui gradualmente, observando-se o valor de $16,4^{\circ}\text{C}$ às 21:00. Durante a noite registam-se flutuações de temperatura coincidentes com variações do vento.

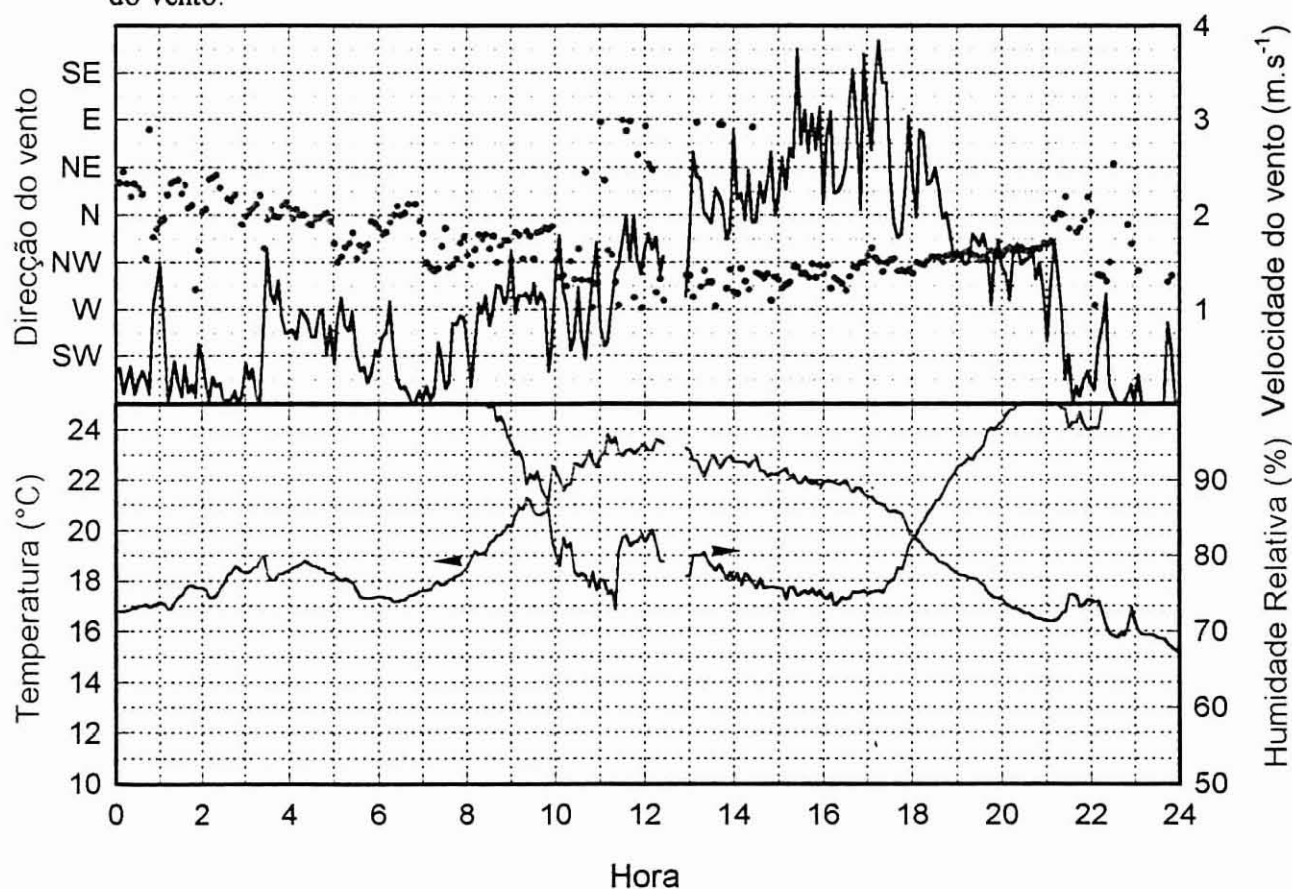


Figura A-33 Dados meteorológicos registados na Bemposta a 3 de Setembro de 1992.

Bemposta - Dados superficiais

4. Setembro. 1992 - Durante a madrugada do dia 4 de Setembro de 1992 continuaram as flutuações de temperatura coincidentes com variações de direcção e velocidade do vento. O valor mínimo de 14,3 °C registou-se à 1:36, enquanto que uma hora mais tarde a temperatura era de 16,3 °C. Ao longo do dia, não se registaram grandes variações de direcção de vento. A partir das 5 h, o vento varia entre NW e N com intensidade de aproximadamente 1 m.s⁻¹, flutuando posteriormente, entre NW e W. Atinge-se a velocidade máxima de 5,9 m.s⁻¹ às 15:14. A partir do nascer do Sol, a temperatura cresce gradualmente até valores próximos de 24 °C. Às 11:39, o crescimento da temperatura é subitamente interrompido ($\Delta T = - 0,6$ °C), ao mesmo tempo que a HR sobe instantaneamente de 60 para 69 %, e o valor da velocidade do vento fixa-se em valores superiores a 2 m.s⁻¹, com direcção W ou WNW. Observam-se flutuações de temperatura importantes (superiores a 2 °C) coincidentes com atenuações da velocidade do vento. Nos períodos com vento mais forte, a direcção do vento era de NE.

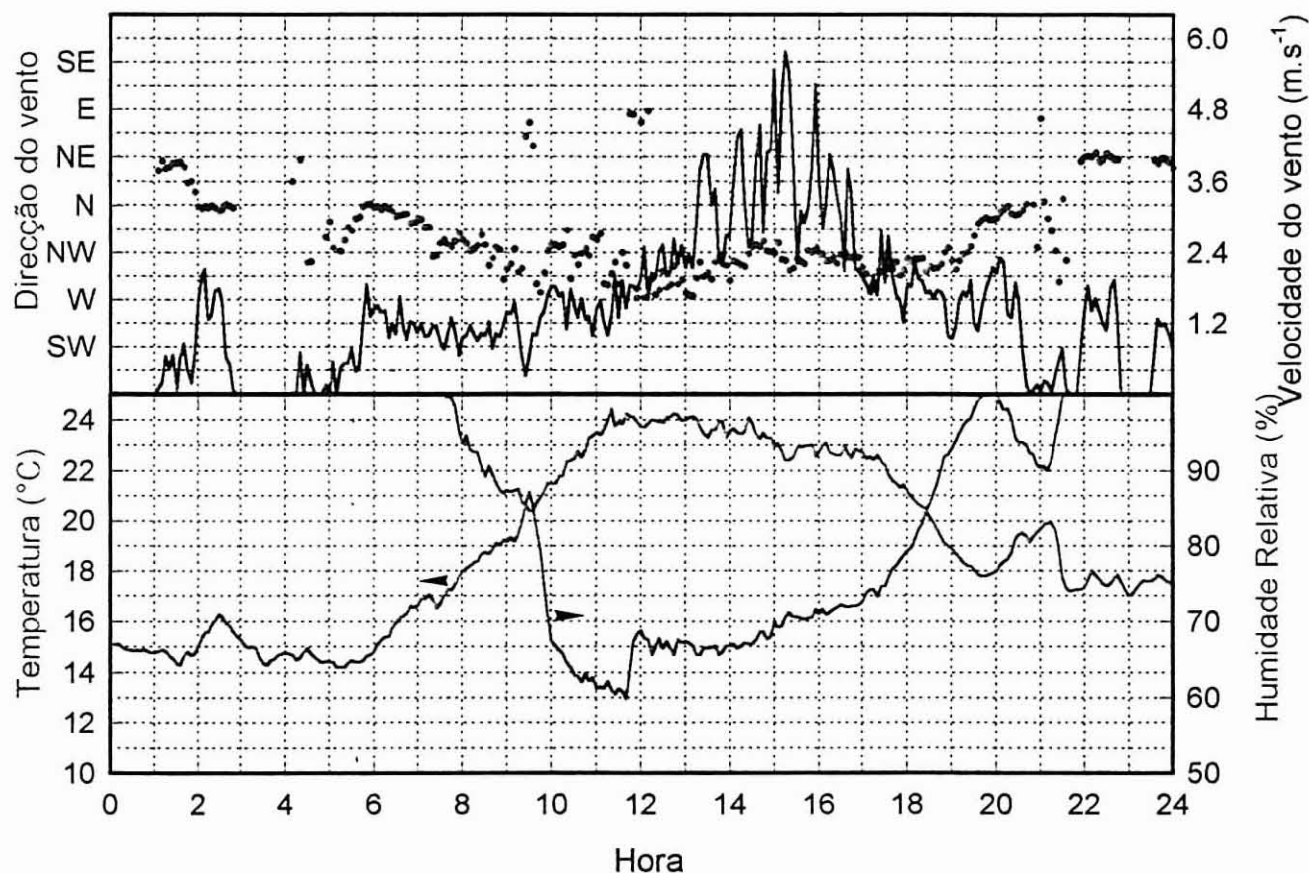


Figura A-34 Dados meteorológicos registados na Bemposta a 4 de Setembro de 1992.

Bemposta - Dados superficiais

5. Setembro. 1992 - Durante a madrugada, estabeleceu-se uma circulação muito fraca, do quadrante Norte. A temperatura desce lentamente, de 18,6 °C às 0:20, para 16,5 °C às 6:24. Após o nascer do Sol, a temperatura cresce gradualmente até às 10 h. A evolução da temperatura é afectada por duas perturbações pouco nítidas: às 10:20 a temperatura estabiliza momentaneamente a 23,2 °C e a HR cresce 3 %; posteriormente, às 11:14 observa-se a fixação da temperatura em valores próximos de 23,9 °C. A HR mantém-se ao redor de 68 % até às 12:36. Estas perturbações ocorrem em simultâneo com a intensificação da velocidade do vento para valores superiores a 1,5 m.s⁻¹, e a fixação da direcção do vento no sector W-NW, após uma manhã com grandes flutuações. A temperatura máxima foi de 25,6 °C às 15:36. A partir das 18 h, a temperatura começa a baixar e o vento torna-se de novo fraco, mantendo-se do quadrante Norte. Entre as 20 e as 23 h observam-se grandes flutuações de temperatura ($\Delta T = - 3,6$ °C em 20 minutos, seguidos de um aquecimento de 3 °C nos 20 minutos posteriores). Estas flutuações estão associadas a variações da direcção do vento. Uma circulação de Oeste provoca um arrefecimento, enquanto que uma rotação temporária do vento para NE origina um aumento de temperatura. A ultima hora do dia apresenta uma circulação de NE bem definida com velocidade da ordem de 1 m.s⁻¹.

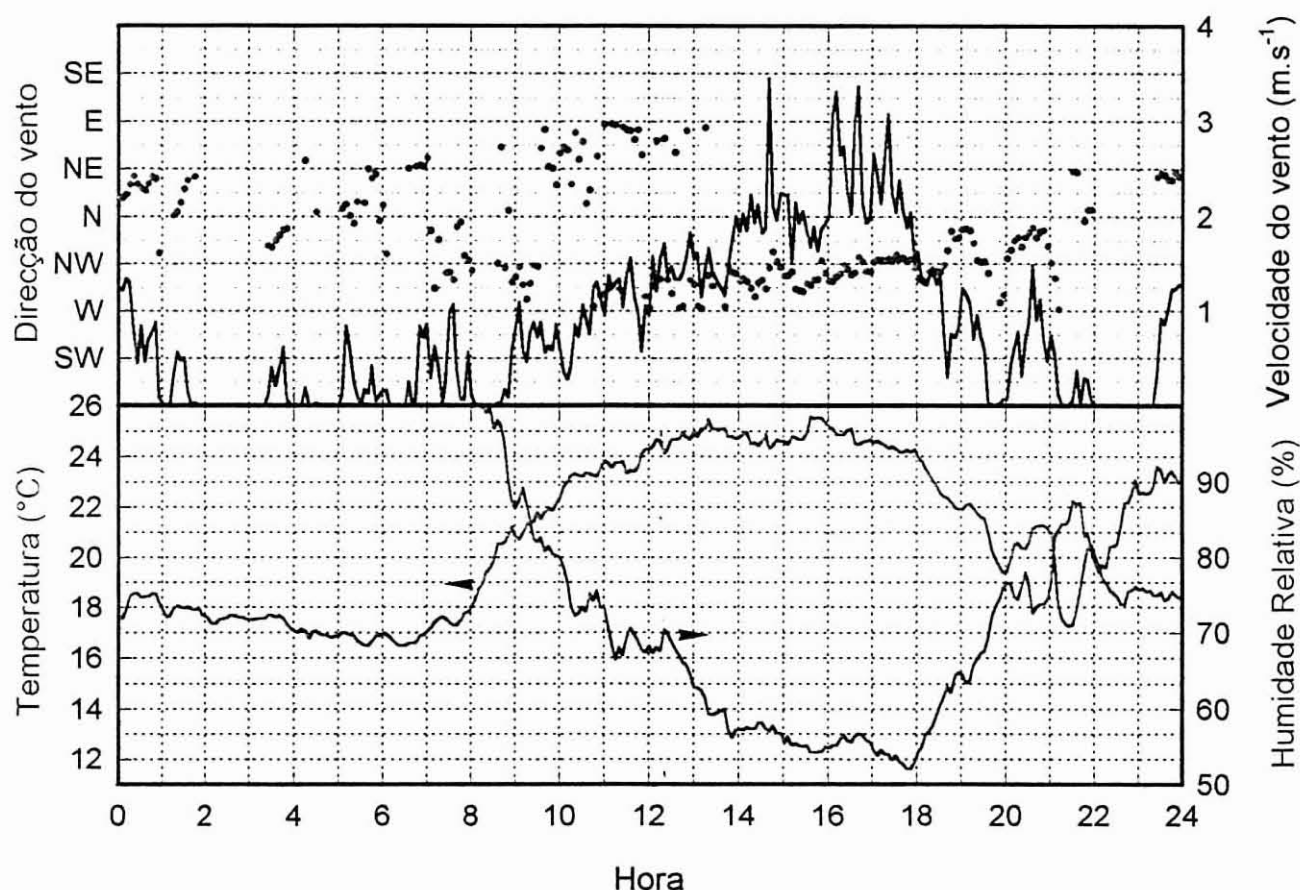


Figura A-35 Dados meteorológicos registados na Bemposta a 5 de Setembro de 1992.

Bemposta - Dados superficiais

6. Setembro. 1992 - Durante a madrugada de 6 de Setembro de 1992, o vento apresentava-se intermitente, mas com direcção predominante de NE. Até às 4:49 a evolução da temperatura apresenta algumas flutuações ao redor de 17,9 °C; nesse momento verificou-se uma descida brusca da temperatura para valores da ordem de 16,6 °C. A temperatura evolui normalmente, aumentando após o nascer do Sol. No entanto, entre as 9 e as 11 h ocorre a estabilização da temperatura e da HR, respectivamente em 21 °C e 72%. Durante este período o vento tornou-se mais forte ($\approx 1,2 \text{ m.s}^{-1}$) e começa a manifestar-se uma circulação de WNW. Entre as 11:44 e as 12:39, regista-se um novo aquecimento da atmosfera em 3 °C e formação de uma circulação constante de NW que provoca a atenuação da evolução da temperatura. Durante toda a tarde, a temperatura decresce gradualmente, sobretudo a partir das 18 h. A partir das 20 h, o vento reduz-se significativamente, regressando ao quadrante Norte e a temperatura fixa-se à volta de 17,2 °C.

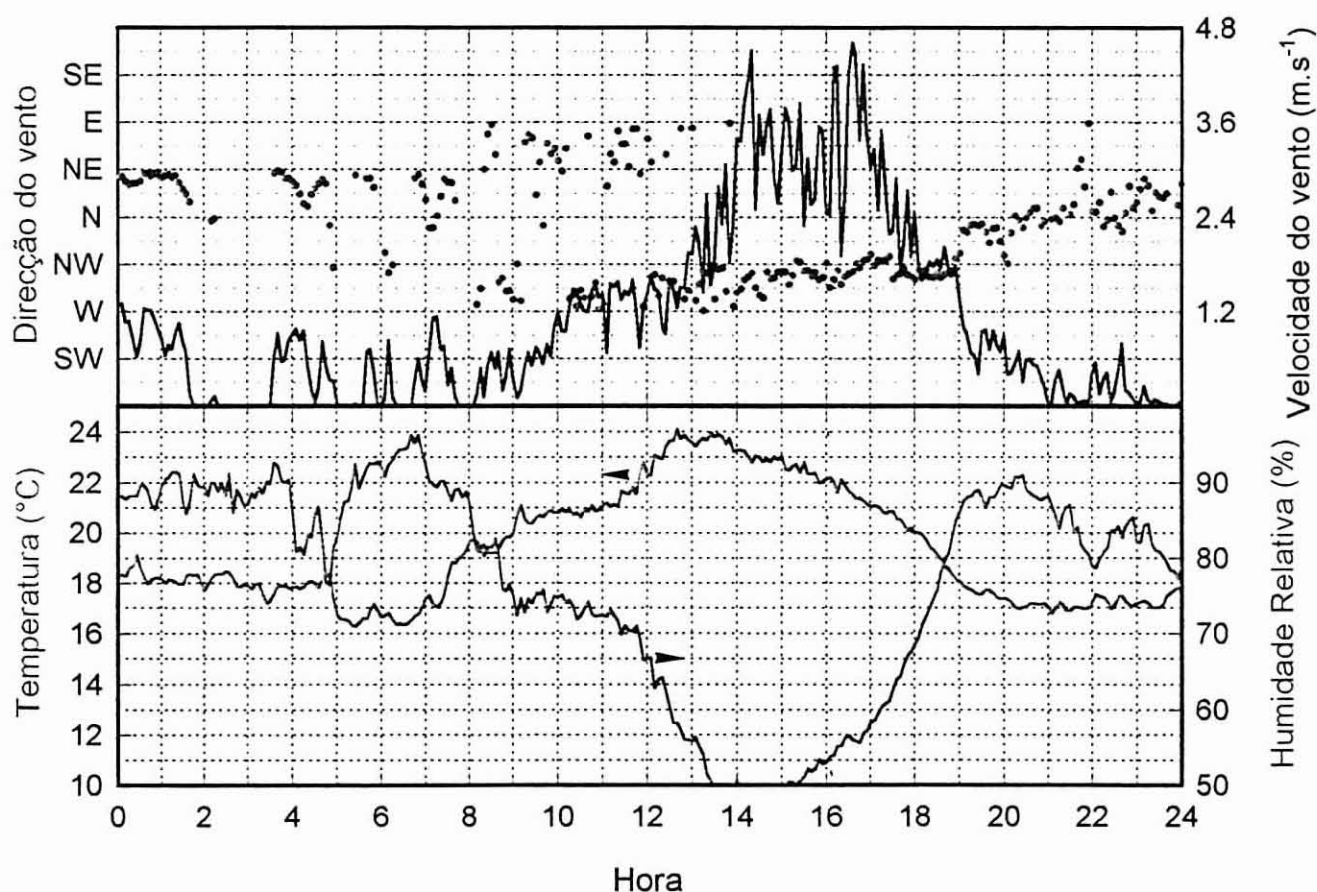


Figura A-36 Dados meteorológicos registados na Bemposta a 6 de Setembro de 1992.

Cacia - dados superficiais

2. Setembro. 1992 - durante o dia 2 de Setembro de 1992, ocorreram dois períodos com características meteorológicas bem definidas. Durante a noite, a temperatura baixou gradualmente de 14 para 11 °C; o vento situou-se em E-SE com velocidades entre 1 e 2 m.s⁻¹. Após o nascer do Sol, a temperatura sobe gradualmente atingindo o valor máximo de 21,9 °C às 14 h, estabilizando até cerca das 18 h. Às 9 h, o vento roda bruscamente para WNW, em simultâneo com um ligeiro aumento da HR; a circulação atmosférica mantém esta direcção até cerca das 18 h, com velocidades de vento superiores a 4 m.s⁻¹. A partir das 20 h, o vento torna-se muito fraco, praticamente nulo, registando-se grandes flutuações da direcção do escoamento. As temperaturas registadas, durante a noite foram da ordem de 17°C.

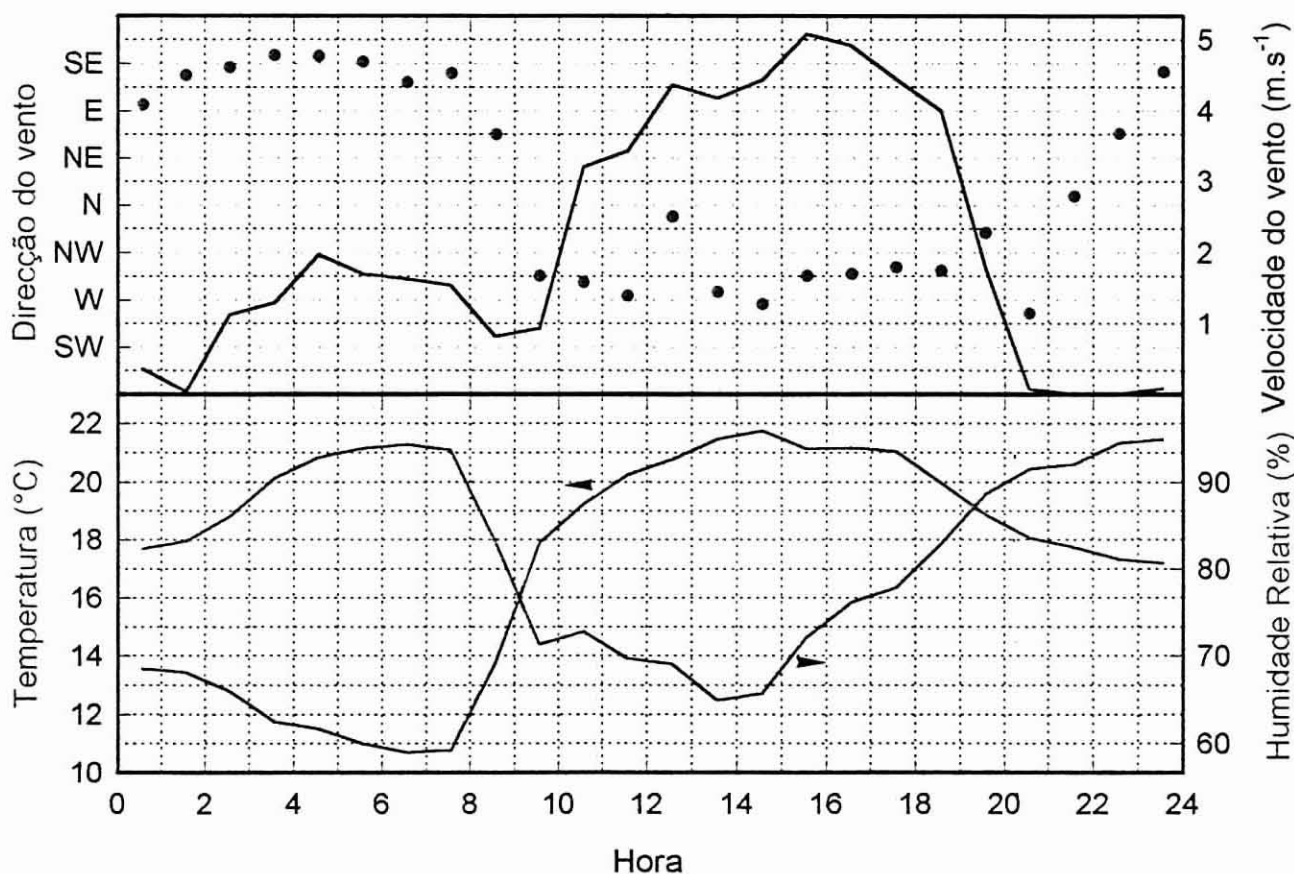


Figura A-37 Dados meteorológicos registados em Cacia a 2 de Setembro de 1992.

Cacia - dados superficiais

3. Setembro.1992 - a madrugada deste dia foi caracterizada por vento fraco ($\approx 1,0 \text{ m.s}^{-1}$) com direcção predominante ESE; a temperatura baixa lentamente de 17 para 16 °C. Entre as 8 e 10 h, o vento roda gradualmente para Oeste fixando no sector NW, até às 23 h. Entre as 11 h da manhã e as 20 h, o vento tem uma velocidade superior a 4 m.s^{-1} . A temperatura máxima é registada às 12 h com o valor de 21,9 °C. Até às 16 h, a temperatura baixa muito lentamente; após as 16 h, o arrefecimento intensifica-se

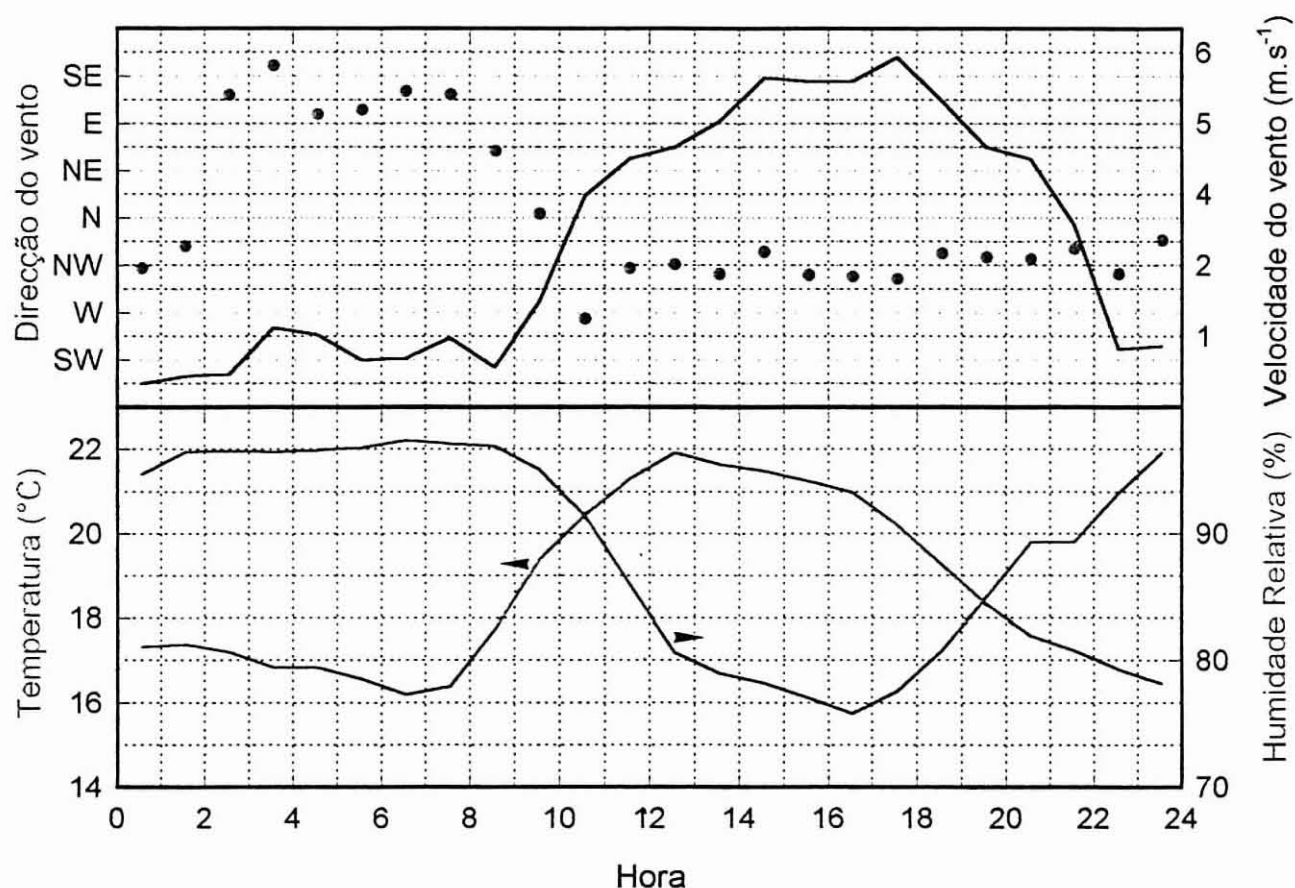


Figura A-38 Dados meteorológicos registados em Cacia a 3 de Setembro de 1992.

Cacia - dados superficiais

4. Setembro. 1992 - As primeiras horas do dia são caracterizadas por vento fraco ($< 1,0 \text{ m.s}^{-1}$), do quadrante E-SE; a temperatura baixa gradualmente atingindo o valor mínimo de $13,9^\circ\text{C}$, às 5-6 horas da madrugada. O início da radiação solar, provoca o aquecimento gradual da atmosfera, atingindo-se o valor máximo de $22,5^\circ\text{C}$ entre as 12 e 14 h. Às 10 h, o vento rodou bruscamente para WNW-NW, aumentando a velocidade para valores superiores a 4 m.s^{-1} . Atinge-se a velocidade de pico de $6,4 \text{ m.s}^{-1}$ às 15 h. A partir das 18 h, o vento reduz a sua intensidade, ao mesmo tempo que se observa um arrefecimento gradual da atmosfera. Às primeiras horas da noite, o vento apresenta-se de novo muito fraco, do quadrante leste, e a temperatura regressou para valores da ordem de 17°C .

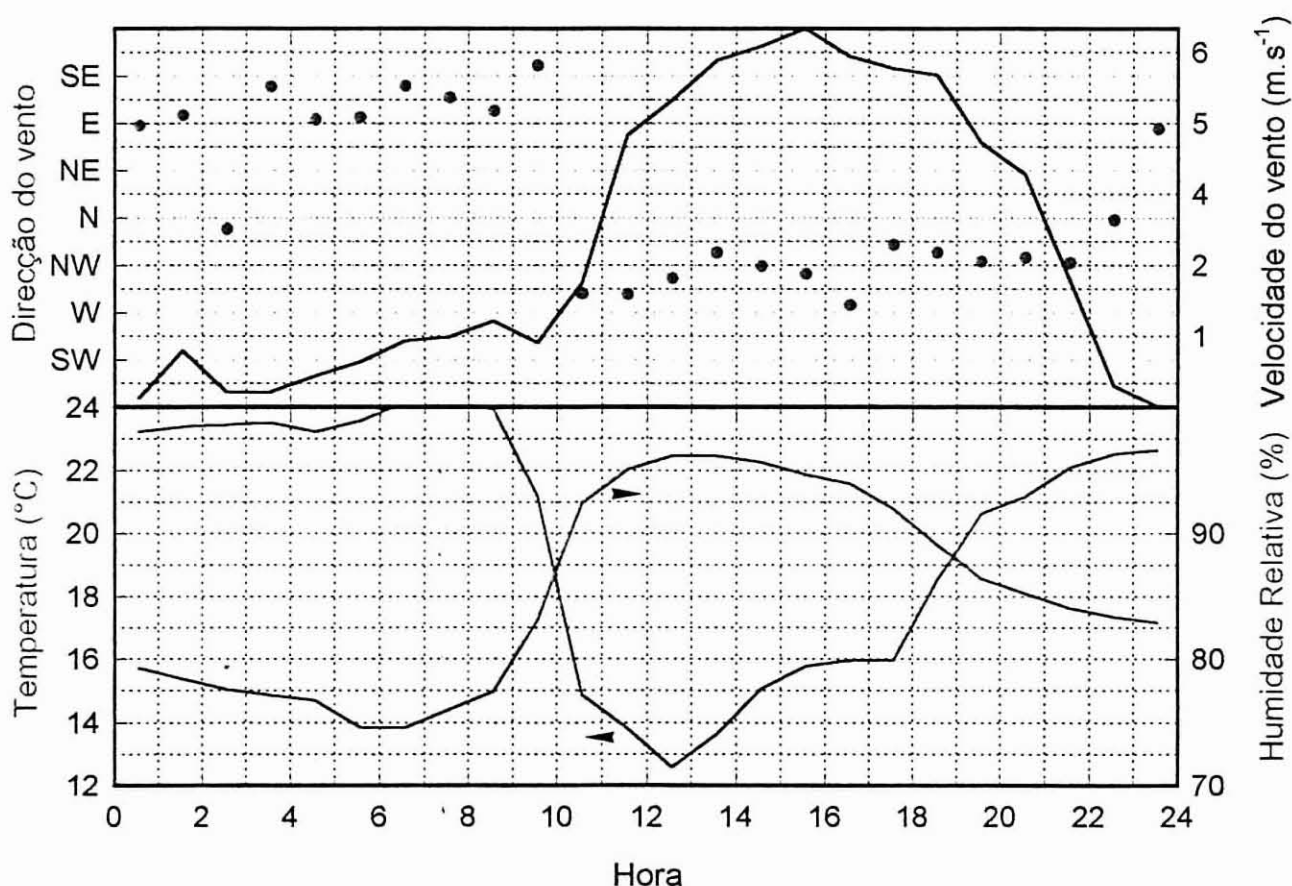


Figura A-39 Dados meteorológicos registados em Cacia a 4 de Setembro de 1992.

Cacia - dados superficiais

5. Setembro. 1992 - durante as primeiras horas do dia 5 de Setembro de 1992, o vento apresentava-se de SE com velocidades próximas de 2 m.s^{-1} . A partir das 4 h, o vento torna-se muito mais fraco, apresentando flutuações na direcção do vento. Durante a madrugada, a temperatura desce de $16,5$ para $14,2$ °C. A acção da radiação solar provoca o aquecimento da atmosfera; a partir das 6:30, a temperatura sobe, estabilizando entre as 12 e 16 h, ao redor de 23 °C. A partir das 9:30 - 10 h instala-se uma circulação forte de WNW-NW, que atinge o seu pico às 16 h, com o valor de 5 m.s^{-1} . A partir deste momento, a velocidade do vento, assim como a temperatura, decrescem significativamente, embora se mantenha a direcção predominante do escoamento. Às 23 h, o vento, fraco, regressa ao sector ESE. A temperatura ao início da noite era de $16,5$ °C.

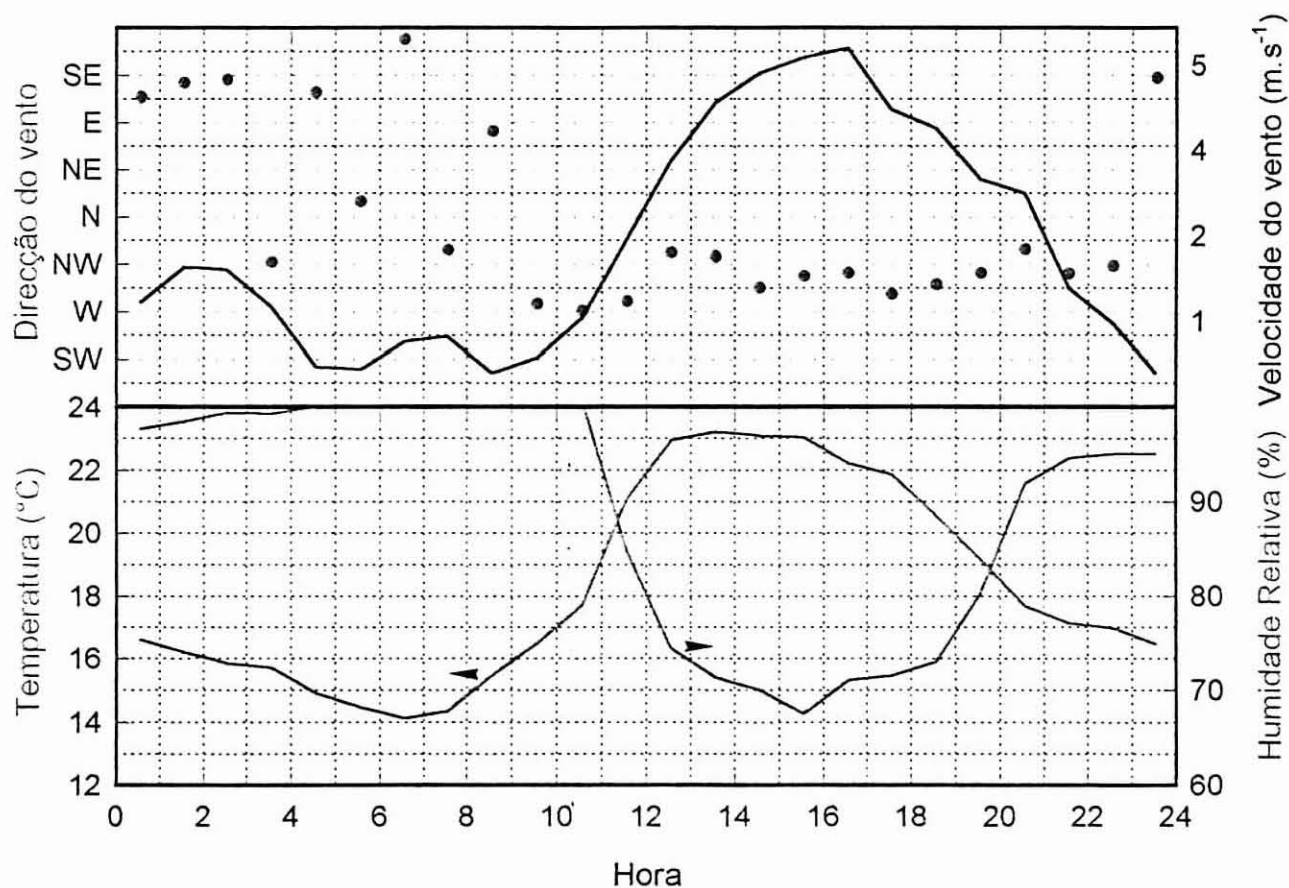


Figura A-40 Dados meteorológicos registados em Cacia a 5 de Setembro de 1992.

Cacia - dados superficiais

6. Setembro. 1992 - a madrugada deste dia foi caracterizada por um escoamento bem definido ($\approx 1,4 \text{ m.s}^{-1}$) de ESE. A temperatura foi descendo até ao valor mínimo de $13,5^\circ\text{C}$. A partir das 8 h, o vento começa a rodar por Sul, até se fixar em WNW, às 11 h. Entre as 12 e 16 h, a temperatura estabiliza em valores ligeiramente superiores a 21°C . Durante este período, a velocidade do vento atinge o seu valor máximo, de $5,6 \text{ m.s}^{-1}$. Apesar da diminuição significativa da sua velocidade, o vento mantém-se de WNW, até cerca das 22 h. Às 23 h, regista-se vento de ESE; a temperatura é de cerca 17°C .

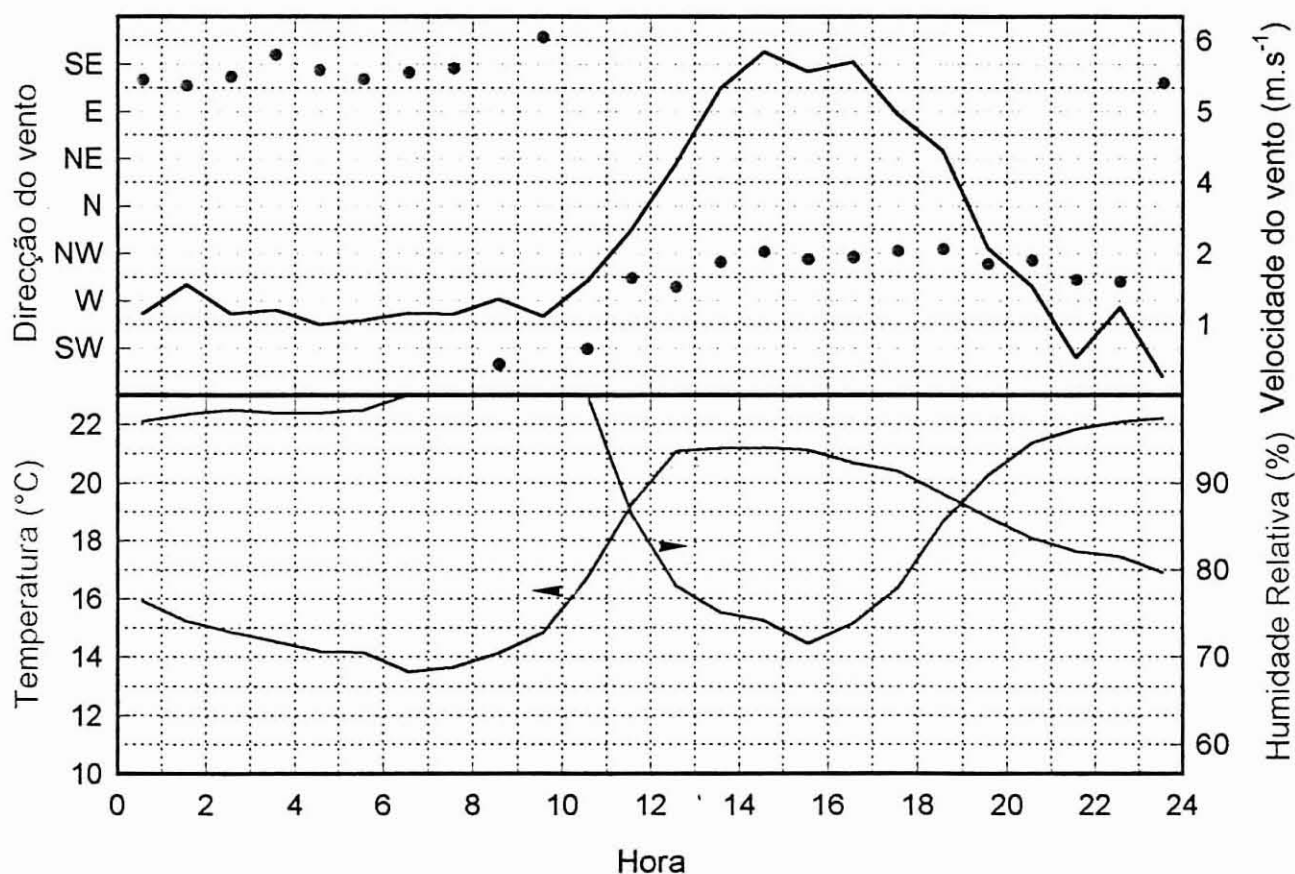


Figura A-41 Dados meteorológicos registados em Cacia a 6 de Setembro de 1992.

Talhadas - dados superficiais

3. Setembro. 1992 - a análise da evolução da direcção do vento ao longo do dia não revela grandes variações: durante a noite observa-se uma circulação de NNW-NW, que roda para WNW após as 9 h. No entanto, durante a noite o vento é fraco ($< 1 \text{ m.s}^{-1}$), enquanto que a meio da tarde, ultrapassa os 4 m.s^{-1} . Os perfis de temperatura e HR mostram-se mais interessantes, apresentando duas flutuações significativas. Após uma madrugada em que a temperatura flutua à volta de 17°C e o posterior aumento gradual de temperatura, observa-se uma descida brusca de temperatura, entre as 9 e 10 h, de $25,4$ para $23,9^\circ\text{C}$, acompanhada de um aumento de 5 % da HR. Entre as 12:30 e as 13:30, após a intensificação da velocidade do vento, verifica-se um novo aumento da HR, de 59 para 66 %, e a estabilização da temperatura a cerca de 28°C , até às 15 h. Durante a tarde, a temperatura diminui linearmente até 16°C , às 20 h.

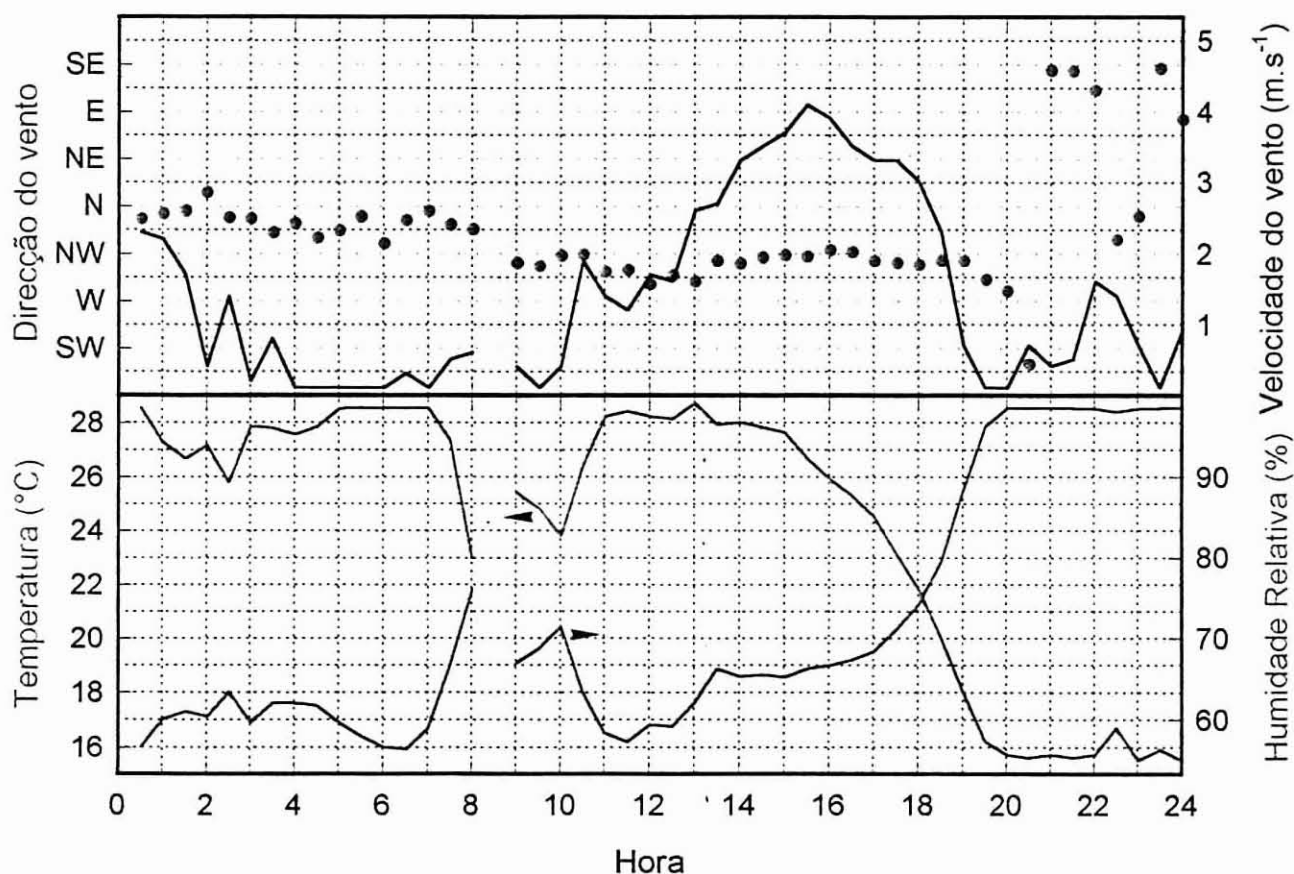


Figura A-42 Dados meteorológicos registados em Talhadas a 3 de Setembro de 1992.

Talhadas - dados superficiais

4. Setembro. 1992 - durante a madrugada do dia 4 de Setembro de 1992, apresenta-se um vento de NNW, praticamente nulo, exceptuando o período decorrente entre as 3:30 e as 6:30, em que se atingem 2 m.s^{-1} . A partir das 10 h instala-se uma circulação de NW que atinge o pico de $4,7 \text{ m.s}^{-1}$ às 15:30. A evolução de temperatura e HR apresentam algumas flutuações, de mais difícil identificação do que no dia anterior. Entre as 8:30 e as 9:00 a HR sobe 3,5 %, enquanto que a temperatura apresenta uma ligeira perturbação a $24,4^\circ \text{C}$. A partir das 10:30 observa-se uma nova flutuação na HR, que leva à sua estabilização a valores próximos de 60 %. A temperatura máxima é de 29°C e ocorre às 13 h. Durante todo o dia verifica-se um aquecimento da atmosfera (18°C à noite versus 14°C durante a madrugada)

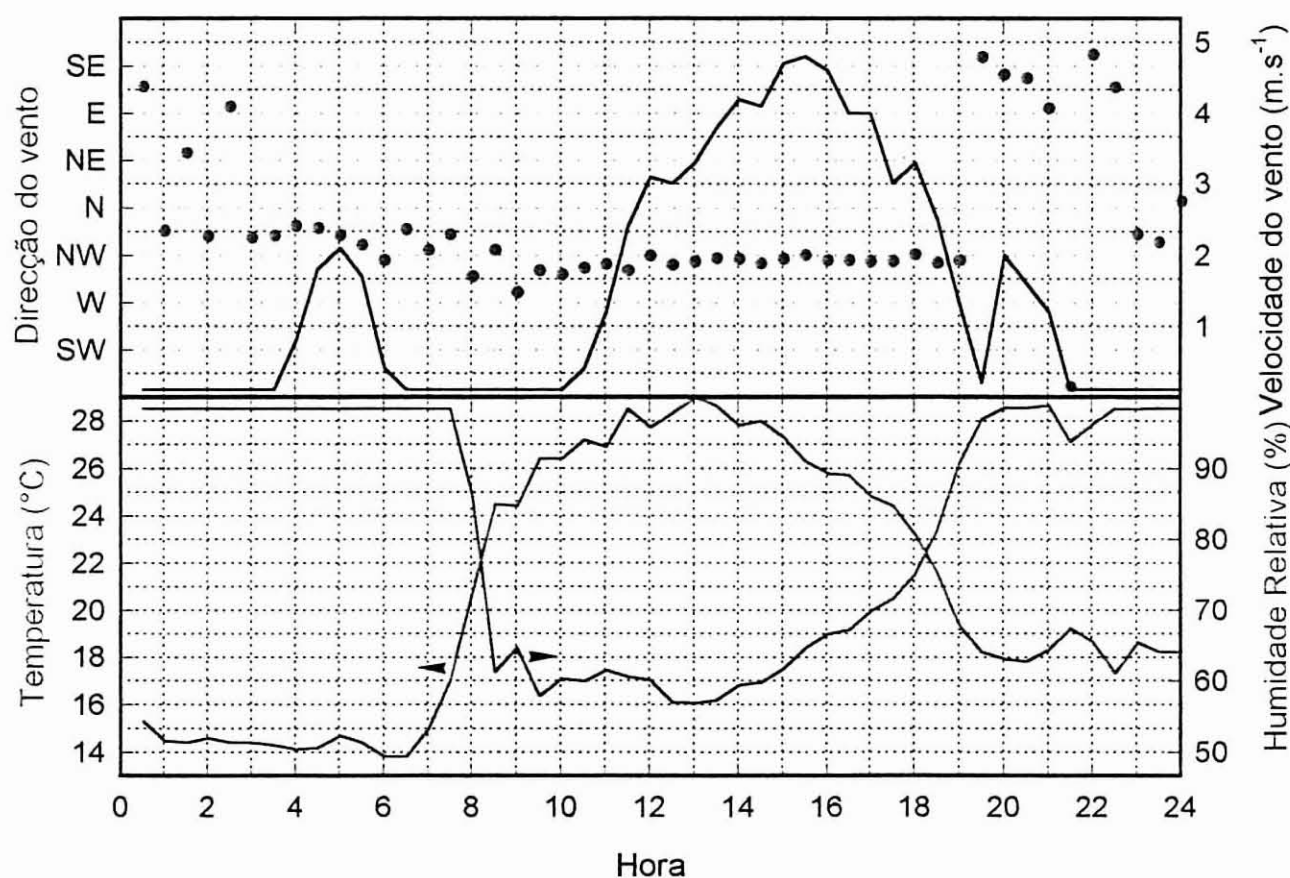


Figura A-43 Dados meteorológicos registados em Talhadas a 4 de Setembro de 1992.

Talhadas - dados superficiais

5. Setembro.1992 - a madrugada deste dia é caracterizada pela inexistência de vento, provocando grandes flutuações na direcção do escoamento; a temperatura mantém-se próxima de 18 °C. A partir das 10 h ocorre a intensificação do vento para valores da ordem de 3-4 m.s⁻¹ e fixação da circulação no quadrante NNW-NW, até às 18 h. Entre as 8:30 e as 9:00 a HR sobe cerca de 3 %, enquanto que a temperatura se reduz em 0,6 °C. Às 10 h, ocorre uma flutuação semelhante, e a estabilização da temperatura até às 15 h, em 30 °C. O arrefecimento, que ocorre durante o fim da tarde, é ligeiramente perturbado pela existência de uma circulação de ESE, com 2 m.s⁻¹, entre as 19:30 e as 20 h. Ao fim do dia, a temperatura é de 19 °C.

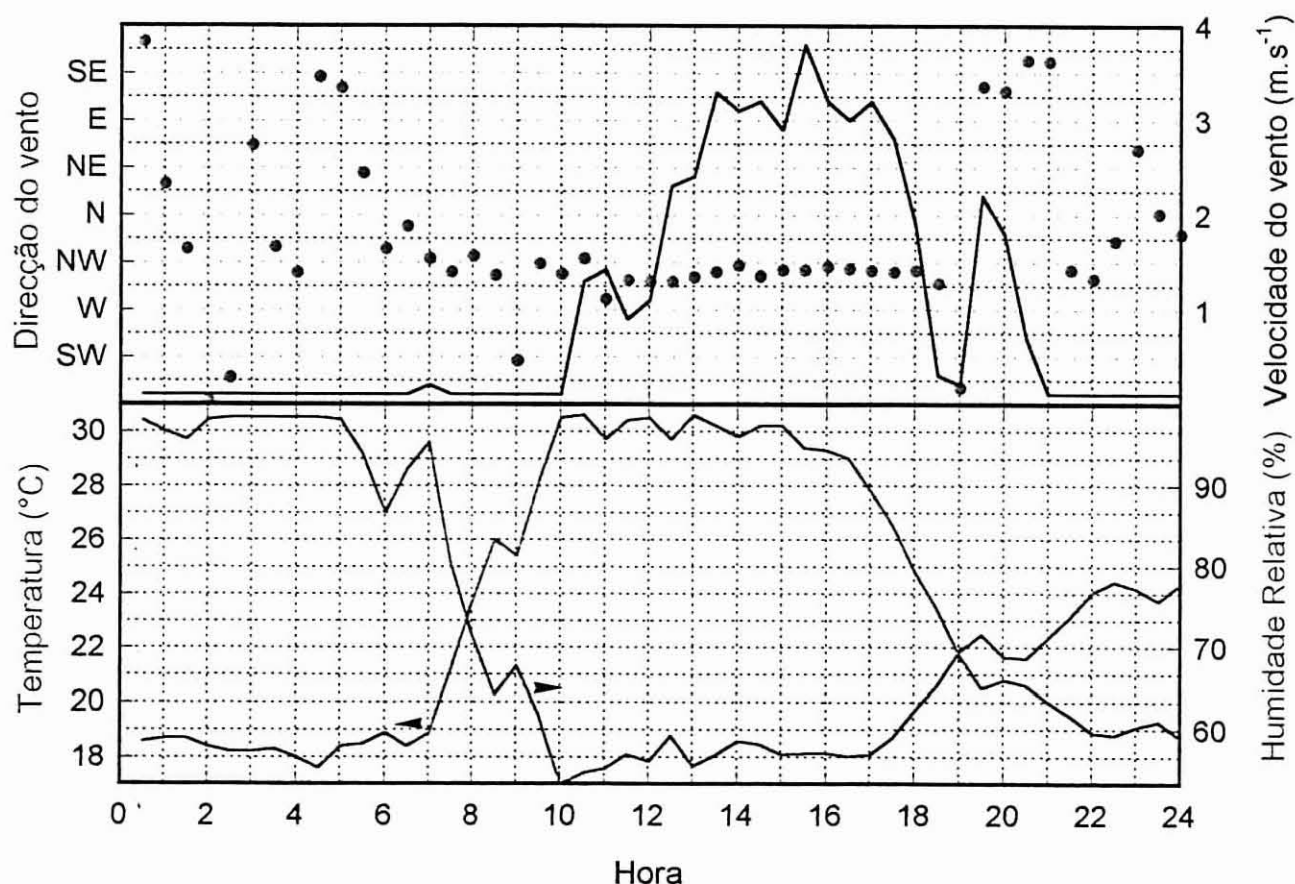


Figura A-44 Dados meteorológicos registados em Talhadas a 5 de Setembro de 1992.

Talhadas - dados superficiais

6. Setembro. 1992 - durante a madrugada, o vento era fraco, com direcção irregular. As flutuações de direcção de vento provocam variações importantes da temperatura e da HR: Vento de SE origina um aquecimento de cerca 1 °C, enquanto que vento do sector NW provoca um arrefecimento de 1-2 °C. Às 10 h estabelece-se uma circulação de WNW, que se vai intensificando e rodando para Norte ao longo da tarde. Também neste dia, se observam as duas oscilações típicas, patentes nos registos meteorológicos dos dias anteriores. Assim, entre as 9 e 9:30 e as 11 e 12:30 a HR cresce cerca de 3 %. As flutuações de temperatura surgem com algum atraso. A temperatura máxima de 28,2 °C, regista-se às 13:30. A partir deste momento a temperatura decresce gradualmente até ao valor de 14,9 °C às 21 h.

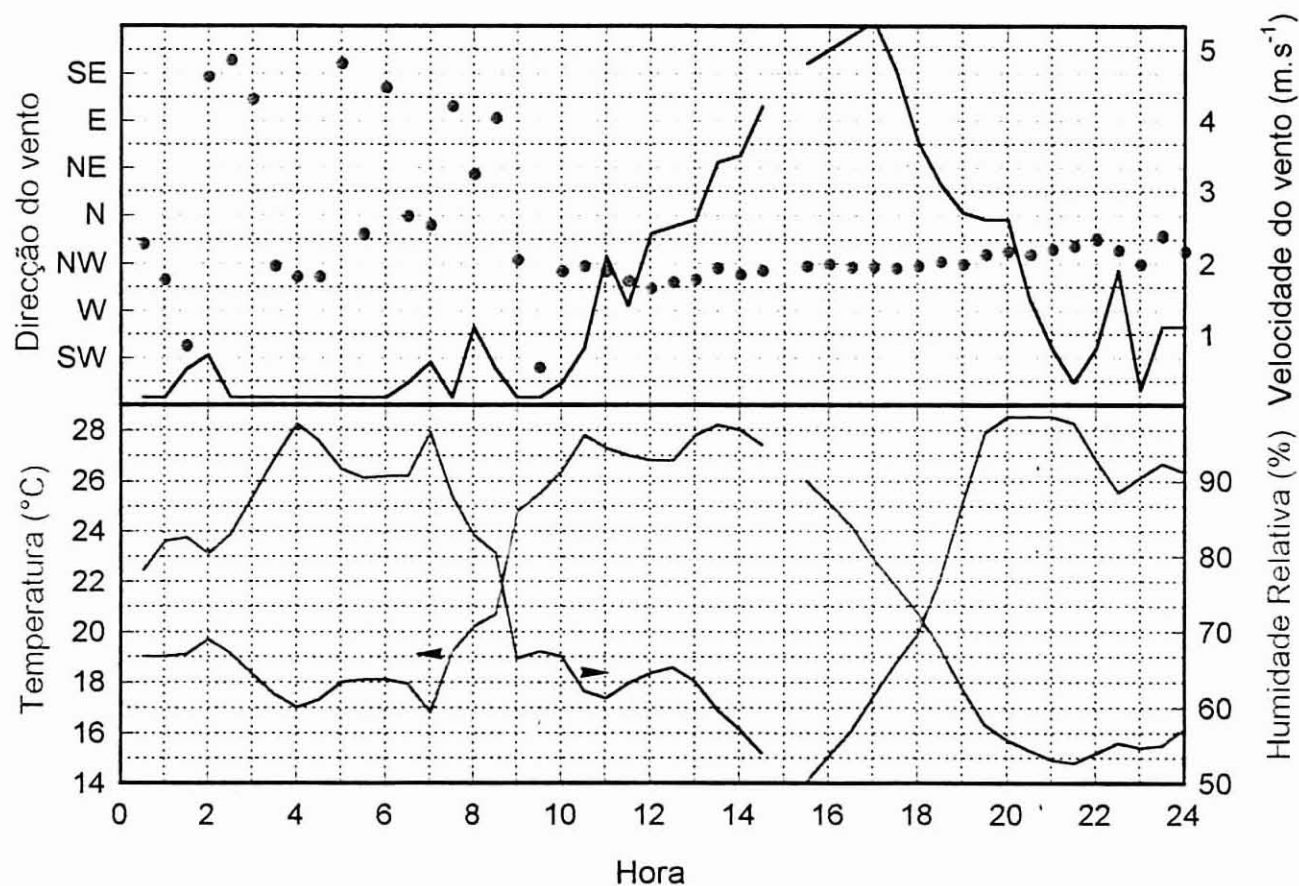


Figura A-45 Dados meteorológicos registados em Talhadas a 6 de Setembro de 1992.